

UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLAS DE HIDALGO



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ANALISIS DE LA SISMICIDAD EN EL CAMPO
GEOTÉRMICO DE HUMEROS PUEBLA, MÉXICO EN
EL MARCO DEL PROYECTO GEMEX**
TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA

LUIS ALBERTO OREGEL MORALES

ASESOR: ANGEL GREGORIO FIGUEROA SOTO

Co-ASESOR: MARCO CALÒ

MORELIA MICHOACÁN, FEBRERO, 2019



Agradecimientos

Por la ayuda y acompañamiento en la realización de este trabajo, extendiendo un agradecimiento a:

- A mi familia por su apoyo en la realización de este trabajo así como de todos mis proyectos de vida, es especial a mi madre y mis hermanos Alan, Oscar y Gera.
- Al programa de becas del CONACyT por la beca con número de registro 602770 otorgada para realizar los estudios de maestría.
- Al paquete de trabajo *PT5,2* del proyecto GEMex.
- Al proyecto *P17* del CeMIEGeo.
- A la CFE por permitir el acceso a sus instalaciones así como a todo el personal que labora en el campamento del campo geotérmico de los Humeros, Pue.
- A mis amigos y compañeros en la maestría, por su acompañamiento y consejos a lo largo del tiempo de elaboración de este trabajo, en especial a: Gema, Rosita, Beatríz, Israel, Ángel, Pablo, Julio.
- A mis asesores Ángel Figuero, Marco Caló por su acompañamiento, consejos y enseñanzas.
- A mis revisores por sus consejos y observaciones para enriquecer este trabajo.

Índice general

Índice de figuras	VII
Índice de cuadros	XI
1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.2. Hipótesis	2
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Generales	3
1.3.2. Particulares	3
2. Marco Teórico	5
2.1. Red sísmológica	5
2.2. Campo geotérmico de Los Humeros, Puebla	6
2.3. Descripción del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.	8
3. Antecedentes	13
3.1. Estudios preliminares de sismicidad en Los Humeros, Puebla	13
4. Metodología	21
4.1. Red Sísmica GEMex	21
4.1.1. Niveles de ruido	29
4.1.2. Transformada de Laplace	30
4.1.3. Función de Transferencia	31
4.1.4. Transformada de Fourier	32
4.1.5. Teorema de Convulación	34

4.2.	Localización	35
4.2.1.	Respuesta Instrumental	35
4.2.2.	Localización de la Sismicidad	39
4.2.3.	Modelo de velocidad y marcado de fases sísmicas	47
4.2.4.	Deconvolución de Sismogramas	50
4.3.	Función de Densidad Espectral de Potencia (PSD)	54
4.4.	Mecanismos Focales	57
4.4.1.	Cálculo de mecanismo focal por medio de software ISOLA	62
5.	Resultados	65
5.1.	Función de Densidad Espectral (PSD)	65
5.2.	Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros	73
5.3.	Mecanismos Focales	79
5.4.	Discusión	88
6.	Conclusiones	91
7.	Bibliografía	95
A.	Códigos	103
A.1.	Niveles de ruido Obspy	103
A.2.	Código preparación datos para procesamiento estaciones BB y SP en SEISAN	104
A.3.	Código para cortar eventos en SAC	105

Índice de figuras

- 2.1. Capacidad geotérmica instalada para diciembre del 2015 (12.63 GW) en los principales países del mundo. Modificado de Bertani (2015). 6

- 2.2. Mapa que muestra la localización del Complejo Volcánico de Los Humeros en el sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Imagen de satélite Landsat (Google Earth) que muestra las estructuras principales del interior de la caldera donde se encuentra el campo geotérmico (Carrasco-Núñez et al., 2017). 9

- 3.1. Distribución de las estaciones sísmicas permanentes, reubicadas y temporales del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. México (Lermo et al., 2008.) 14
- 3.2. Distribución epicentral de los 95 sismos registrados por las estaciones de la red sísmica de los Humeros (Lermo et al., 2008). 15
- 3.3. Distribución de los sismos así como mecanismos focales simples y de tensor de momento con polaridad compresional y dilatación (Lermo et al., 2008). 17
- 3.4. Distribución de los 250 eventos sísmicos principales ocurridos desde 1997 al 2016 en el campo Geotérmico de Los Humeros Puebla (Lermo et al., 2016) 18

3.5.	Distribución de los principales eventos sísmicos ocurridos en el periodo 1994 a 2016 en campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla, distribuidos en grupos con sus respectivos mecanismos focales. Los perfiles A-B y C-D muestran la sismicidad en profundidad (Lermo et al., 2016).	19
4.1.	Distribución de Red Sismológica GEMex.	23
4.2.	Nivel de ruido para componentes vertical, NS y EW para la estación 8 perteneciente a la UMSNH instalada a una profundidad de 30cm en las Derrumbadas Puebla. En la gráfica las curvas roja y verde representan los límites superiores e inferiores de ruido establecidos por Peterson (1993).	27
4.3.	Nivel de ruido para componente Z para estaciones instaladas a profundidad de 100cm en las Derrumbadas, Puebla.	27
4.4.	Instalación de sensor Trillium Compact 120s en cubeta plástica recubierta con fibra de vidrio	28
4.5.	Instalación de digitalizador Cube3	29
4.6.	Espectro de frecuencias Trillium Compact 120s	36
4.7.	Parámetros de respuesta nominal para movimiento de terreno para sensor Trillium Compact 120. Tomada de Trillium Compact User Guide (Nanometrics, 2009)	38
4.8.	Parte plana de la respuesta de frecuencia al movimiento del terreno para sensor Trillium Compact 120s y 20s. Tomada de Trillium Compact User Guide, 2009, Nanometrics.	38
4.9.	Proceso para realizar la localización de eventos sísmicos.	46
4.10.	Marcado de fases para evento ocurrido el día 29/Sep/2017 con tiempo de origen 22:45:56	48
4.11.	Espectro donde la fase P aparece claramente	49
4.12.	Espectro donde la fase P se enmascara entre el ruido	49
4.13.	Espectro donde la fase P se pierde completamente	50
4.14.	Modelo de límite superior e inferior propuesto por Peterson, 1993, en unidades de dB relacionados con $1 (m/s^2)^2 / Hz$ como función del periodo de ruido. Aquí se define el nuevo nivel superior de ruido (NHNM) y el nuevo nivel inferior de ruido (NLNM) el cual es el estándar global aceptado para los límites de ruido sísmico. (P. Bormann, 2002, p. 39; Fig. 2))	56

4.15. Representación del cálculo del mecanismo focal de un evento sísmico mediante el método de las primeras polaridades de onda P.	59
4.16. Herramienta de Isola para procesamiento y deconvolución de forma de onda usada en el proceso de inversión	64
5.1. PSD y espectrograma para estaciones de la red GEMex donde se pueden apreciar los cambios de las amplitudes a lo largo de un día.	67
5.2. PSD y espectrograma para estaciones de la red GEMex donde se pueden apreciar dos tendencias principales para altas frecuencias.	68
5.3. PSD y espectrograma para estaciones de la red GEMex donde se pueden apreciar los cambios de las amplitudes a lo largo de un día.	69
5.4. PPSD estación DB13 Semana 8 al 14 de Octubre 2017. . .	70
5.5. PPSD estación DB25 Semana 8 al 14 de Octubre 2017. . .	70
5.6. PPSD estación DB28 Semana 8 al 14 de Octubre 2017 . . .	71
5.7. Espectrogramas semanas 1 y 2 del mes de Octubre de 2017..	72
5.8. Espectrogramas figura 5,8 (a) y (b) muestran la semanas 3 y 4 del mes de Octubre de 2017 donde se apreció el efecto de la actividad antropogénica la cual aumenta en la semana 2 (figura 5,7 (b)) y semana 3 (figura 5,8 (a)) del mes de octubre del 2017 y tiende a disminuir en la 4 semana (figura 5,8 (b)).	72
5.9. Localización de eventos sísmicos ocurridos en el mes de septiembre y octubre de 2017. Se muestran también los mecanismos focales construidos para los eventos ocurridos el 13, 16 y 27 de septiembre de 2017.	76
5.10. Histograma para eventos sísmicos ocurridos en septiembre y octubre de 2017.	77
5.11. Distribución de sísmicidad para el mes de septiembre de 2017	78
5.12. Distribución de sísmicidad para el mes de octubre de 2017 .	78
5.13. Distribución de sísmicidad para el mes de septiembre y octubre de 2017	79

5.14. Mecanismos focales asociados a eventos sísmico del día 13 (color azul), 16(color amarillo) y 27 (color negro) de septiembre del 2017 (modificado de Carrasco-Núñez et al., 2017). . .	81
5.15. Comparación entre sismograma sintético contra experimental para evento sísmico del día 13 de Septiembre del 2017 hora 06 : 13 : 32,70	83
5.16. Comparación entre sismogramas sintéticos contra experimental para el evento sísmico del día 16 de Septiembre de 2017 hora 07:43:40	85
5.17. Comparación entre sismogramas sintéticos contra experimental para evento sísmico del día 27 de Septiembre de 2017 hora 22 : 45 : 56.	87
5.18. Profundidad de los eventos ocurridos el 13 y16 de Septiembre de 2017	90

Índice de cuadros

4.1. Localización de estaciones de red sísmica GEMex.	24
4.2. Modelo de Velocidades Campo Geotermico Los Humeros, Puebla (Urban y Lermo, 2013)	47
4.3. Constantes para Trillium Compact 120s con digitalizador Reftek 130)	52
4.4. Constantes para Trillium Compact 120s con digitalizador Cube3)	52
4.5. Constantes para Mark L-4C-3D con digitalizador EDL	52
4.6. Polos y Ceros para sensor Trillium Compact 120s con digitalizador Reftek 130)	53
4.7. Polos y Ceros para sensor Trillium Compact 120s con digitalizador Cube3)	54
4.8. Modelo de Velocidades Campo Geotermico Los Humeros, Puebla, obtenido del modelo propuesto por Lermo et al., (2008) y Urban et al., (2013).	63
5.1. Eventos sísmicos localizados durante el mes de septiembre de 2017	74
5.2. Eventos sísmicos localizados durante el mes de octubre de 2017	75
5.3. Mecanismos focales obtenidos para los eventos ocurridos el día 13, 16 y 27 de Septiembre de 2017.	80

Resumen

En el marco del proyecto binacional GEMex (Cooperación en Investigación Geotérmica Europa-México para el desarrollo de Sistemas Geotérmicos mejorados y Sistemas Geotérmicos Supercalientes) en el paquete de trabajo 5,2 se planteó como objetivo principal el estudio de estructuras poco profundas ($< 4\text{-}5$ km) para una mejor caracterización de la sismicidad asociada al campo y explorar posibilidades para nuevas zonas de producción, para lo cual se instaló una red sismológica conformada por 45 estaciones sísmicas (25 de banda ancha y 20 de periodo corto).

En este trabajo de tesis se ha determinado la técnica de instalación apropiada para las estaciones de la red GEMex para mejorar la calidad de los registros sísmicos por medio del cálculo de los niveles de ruido sísmico (Peterson, 1993) mediante el uso de PSD (Función de densidad de potencia espectral). Se realizó la búsqueda y localización de los eventos ocurridos en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla en el periodo comprendido por los meses de septiembre y octubre de 2017. Para el proceso de localización se generaron códigos para el tratamiento y procesamiento de los datos sísmicos obtenidos mediante el uso de programas de código abierto como son SAC, SEISAN, Obspy e ISOLA.

Se presentan los primeros resultados de la localización de sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros, así como la obtención de dos mecanismos focales para dos sismos asociados con actividad tectónica en la falla Maxtaloya.

Abstract

Within the framework of the binational project GEMex (Cooperation in Geothermal Research Europe-Mexico for the development of improved geothermal systems and super-thermal geothermal systems) in the working package 5,2, the main objective was the study of shallow structures (< 4 -5 km) for a better characterization of the seismicity associated with the field and to explore possibilities for new production areas, for which a seismic network consisting of 45 seismic stations (25 broadband and 20 short period) was installed.

In this work, the installation technique for GEMex network stations has been determined for the best quality of seismic records for the calculation of seismic noise levels (Peterson, 1993) through the use of PSD (Power Spectral Density). The search and location of the events occurred in the geothermal field of Los Humeros, Puebla during the period of September and October 2017 was carried out. For the localization process, codes were generated for the treatment and processing of the seismic data with the use of SAC, SEISAN, Obspy and ISOLA.

The present thesis presents the first results of the location of seismicity in the geothermal field of Los Humeros, as well as the obtaining of the focal mechanisms for the earthquakes associated with the tectonic activity in the Maxtaloya fault.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

La energía geotérmica consiste en el aprovechamiento del calor transportado por agua o vapor proveniente de zonas que están en contacto entre placas, subducción o vulcanismo reciente, la cual es explotada desde 1911 y en México desde 1959 (Urban, 2010).

El campo geotérmico de Los Humeros Puebla, se encuentra localizado en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Mexicano ($19^{\circ}40'$ latitud N, $97^{\circ}25'$ longitud W). En el año de 1968, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) efectuó los primeros estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos (Mena et al., 1978; Pérez-Reynoso, 1978; Yañez-García et al., 1979; Palacios-Hertweg et al., 1981). En 1982 se perforó el primer pozo profundo con el objetivo de confirmar los resultados obtenidos en los estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos. Posteriormente en 1990 se inició la explotación comercial del yacimiento con la instalación de la primera unidad de 5 MW (Quijano y Torres, 1995).

Debido a que el 25 de noviembre de 1994 ocurrió un sismo con hipocentro en el campo, magnitud de cuerpo $m_w = 4,6$ y profundidad de 2 km (Urban y Lermo, 2013). En diciembre de 1997, la Comisión Federal de Electricidad instaló una red sísmica de monitoreo continuo. La red sísmica instalada por CFE operó desde 1997 hasta 2008 registrando un total de

237 sismos locales (Carrasco-Nuñez et al., 2015).

Para el estudio y procesamiento de los datos sísmicos es necesario el estudio de las formas de las ondas sísmicas. Las ondas que primero arriban cuando ocurre un sismo son las ondas P, estas tienen a su vez dos posibles comportamientos, de compresión o de dilatación, determinando el comportamiento de la onda al arribar se inferirán los mecanismos focales del sismo, así como la localización de su hipocentro (Bormann, 2002).

Dentro del marco del proyecto GEMex: Cooperación en Investigación Geotérmica Europa-México para el desarrollo de Sistemas Geotérmicos mejorados y Sistemas Geotérmicos Supercalientes, en el Paquete de Trabajo 5.2 se planteó como objetivo principal el estudio de estructuras poco profundas ($< 4-5$ km), una mejor caracterización de la sismicidad asociada al campo y explorar posibilidades para nuevas zonas de producción. Con la finalidad de cumplir con algunos de estos objetivos en este trabajo, fue necesario una correcta localización de los sismos con errores de localización mínimos utilizando metodologías adecuadas para la localización de los hipocentros de los eventos detectados y técnicas de inversión para la obtención de mecanismos focales para eventos sísmicos.

Para lograr este objetivo, la red instalada operó de julio de 2017 a septiembre de 2018, conformada por 45 estaciones de las cuales 25 son de Banda Ancha (Broad Band) y 20 de Período Corto (Short Period), de las cuales se contaba solo con 31 estaciones instaladas para finales del mes de octubre de 2017.

1.2. Hipótesis

- El estudio de la localización y los mecanismos focales ayudan a discriminar entre sismos tectónicos y sismos asociados con la explotación del campo geotérmico de los Humeros, Puebla con base en una correcta instalación y caracterización de los niveles de ruido de las estaciones sísmicas.

1.3. Objetivos

1.3.1. Generales

Localización de la sismicidad dentro del campo (el cual puede ser tectónico o generado por movimiento de fluidos hidrotermales) así como la determinación de mecanismos focales para la caracterización de fallamiento dentro del campo geotérmico de los Humeros durante los primeros meses de monitoreo sísmico que corresponden al período de septiembre y octubre de 2017.

1.3.2. Particulares

- Realizar experimentos para la instalación de las estaciones sísmicas en campo y apoyo en la instalación de la red sísmica de GEMex.
- Calculo de niveles de ruido de Peterson para determinar la calidad de los registros sísmicos para las estaciones de la red sísmica de GEMex.
- Localización de sismicidad para los meses de septiembre y octubre del 2017 mediante el uso de programas de código abierto especializados en tratamiento sísmico como SAC, SEISAN, ObsPy e ISOLA.
- Elaboración de mecanismos focales para determinar la orientación del plano de falla, el sentido y orientación del movimiento del bloque de techo, así como determinar el tipo de falla que produjo el sismo.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Red sismológica

Una red sismológica, es un arreglo determinado de estaciones sísmicas las cuales funcionan en conjunto para el registro de datos y su posterior análisis. El alcance de la red depende principalmente del tipo de investigación a realizar, la resolución espacial y la calidad de los datos en términos de contenido de frecuencias y rango dinámico.

El objetivo fundamental de una red sísmica es la capacidad de localizar eventos sísmicos ya sea locales, regionales o globales. Posteriormente con su análisis es posible determinar para cada evento su magnitud, parámetros hipocentrales, análisis de riesgos, estudios del interior de la tierra, monitoreo de sismicidad inducida por presas, grandes minas, campos geotérmicos así como monitoreo de explosiones nucleares al interior de la Tierra.

Una estación sismológica es una instalación donde se llevan a cabo la medición y la observación, permitiendo la obtención de registros de velocidad al paso de las ondas sísmicas. Los elementos que la conforman principalmente son una caseta de resguardo (caso de estaciones fijas), un sistema de control de tiempo (GPS), un sistema de alimentación de corriente (Batería y/o panel solar), sensor sísmico, un digitalizador y un sistema de comunicación (redes fijas).

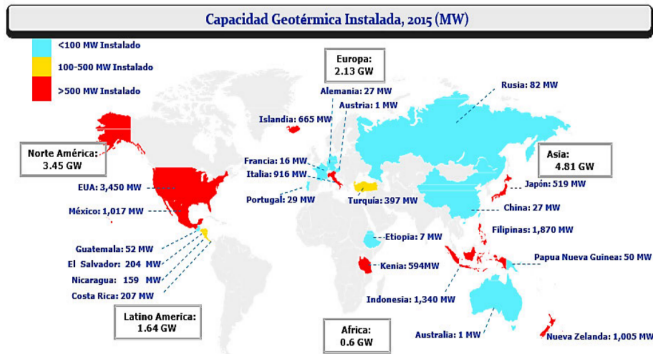


Figura 2.1: Capacidad geotérmica instalada para diciembre del 2015 (12.63 GW) en los principales países del mundo. Modificado de Bertani (2015).

2.2. Campo geotérmico de Los Humeros, Puebla

Los sistemas geotérmicos representan en la actualidad un recurso importante para la generación de energía eléctrica a nivel mundial, basta con las 612 plantas geotérmicas operando en el mundo (REN21's, 2016), las cuales suman una capacidad instalada de 12,63 gigawatts y representan un 0,4 % de la energía eléctrica total generada en el mundo. La obtención de energía por medio de los sistemas geotérmicos ha crecido un 16 % desde el 2010, en donde la producción era de 8,9 GW (Bertani, 2015).

La energía geotérmica es un fuente de energía que se ha utilizado en el mundo para generar energía eléctrica desde 1911. En particular en México este tipo de energía se ha explotado desde 1959 siendo Pathé, en el estado de Hidalgo, el primer campo con potencial geotérmico con una potencia de 3.5 megawatts. La generación geotermoeléctrica producida en México alcanza ya los 958 MWe de capacidad instalada a través de la explotación comercial de cuatro campos geotérmicos (CFE, 2010): Cerro Prieto en Baja California (720 MWe); Los Azufres en Michoacán (188 MWe); Los Humeros en Puebla (40 MWe) y Las Tres Vírgenes en Baja California (10MWe) (Santoyo-Gutiérrez y Torres-Alvarado, 2010).

La energía geotérmica es una fuente de energía inagotable la cual representa una de las energías primarias para el futuro. En términos prácticos se define como la utilización de la energía térmica, que al ser transportada a través de las rocas por medio de fluidos, se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia niveles superiores de la misma (Armstead, 1983; Armstead, 1989; Dickson y Fanelli, 2005). Existen dos tipos principales de sistemas geotérmicos: conductivos y convectivos. Los sistemas geotérmicos convectivos incluyen sistemas de vapor dominante y líquido dominante, mientras que los sistemas conductivos están representados por los sistemas de roca seca caliente. Para la formación de un reservorio geotérmico se requieren tres componentes (Saibi et al., 2013):

- Fuente de calor para que exista una transferencia de calor ya sea por conducción o convección.
- Un fluido que ayude a transferir la energía por convección y recarga de agua.
- Un conjunto de fracturas y poros a través de los cuales el fluido ascienda a la superficie.

Esta tiene diferentes usos dependiendo de la temperatura que alcance el reservorio y estos van desde la generación de energía eléctrica, enfriar o calentar viviendas, participa en agricultura, floricultura, procesos industriales y de manufactura entre otras, sin embargo la generación de electricidad es la principal utilidad de la geotermia. La Figura 2.1 (Bertani, 2015) representa la capacidad geotérmica instalada en los principales países del mundo para el año 2015.

Los recursos geotérmicos se encuentran a diferentes profundidades en el subsuelo y no siempre se encuentran evidencias superficiales (como son el caso de fumarolas, manantiales calientes, pozas de lodo, alteraciones hidrotermales), motivo por el cual es necesario la utilización de técnicas y métodos indirectos para encontrarlos y hacer una valoración previa de su potencial. En nuestro caso de estudio se usarán técnicas sismológicas con fines de exploración geotérmica para el campo geotérmico de Los Humeros en Puebla, siendo estos considerados de alto potencial geotérmico.

2.3. Descripción del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.

El campo Geotérmico de los Humeros, Puebla, se encuentra localizado a 200 km de la ciudad de México en el extremo SE del Cinturón Volcánico Mexicano y a 25 Km al NW de la ciudad de Perote, Ver., dentro de un centro volcánico complejo del tipo caldera con una edad inferior a los 500,000 años.

El campo Geotérmico de los Humeros, Puebla, es el tercer campo más importante del país y debido a su joven actividad tiene una producción de 85 Mwh (megawatts por hora) generada por 20 pozos de un total de 50 pozos perforados (Carrasco-Núñez et al., 2017). Se encuentra localizado en la parte Este de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) Figura 2.2. El campo tiene una larga y compleja evolución geológica que implica la formación de al menos dos grandes calderas anidadas asociadas a grandes erupciones de ignimbrita durante los últimos 0.46 Ma (Ferriz y Mahood, 1984).

El basamento está constituido por esquistos y rocas graníticas del Pérmico Tardío al Jurásico Temprano, cubriendo a estas de manera discordante rocas sedimentarias del Triásico-Jurásico y sobre estas una secuencia marina del Jurásico Superior al Cretácico Superior, con algunos afloramientos al este, oeste y sur de la caldera de los Humeros, sobreyaciendo al basamento descansa una secuencia de andesitas e ignimbritas del Terciario, siendo la primer acumulación de rocas volcánicas compuesta por derrames de andesita de hornblenda, cubierta parcialmente por derrames de andesita de augita (Lermo et al., 2008).

La evolución geológica de la caldera de los Humeros incluye dos grandes eventos los cuales fueron los responsables de la formación de las estructuras principales. El primer gran evento fue el colapso de la caldera de Los Humeros, el cual fue provocado por la erupción de la Ignimbrita Xáltipan (0.46 m. a.) (Ferriz et al., 1984). Después del colapso, se formaron varios domos silíceos (0.3 m. a.). El segundo gran evento fué la erupción de la ignimbrita Zaragoza (0.1 m. a.) provocó el colapso de la caldera los Potreros

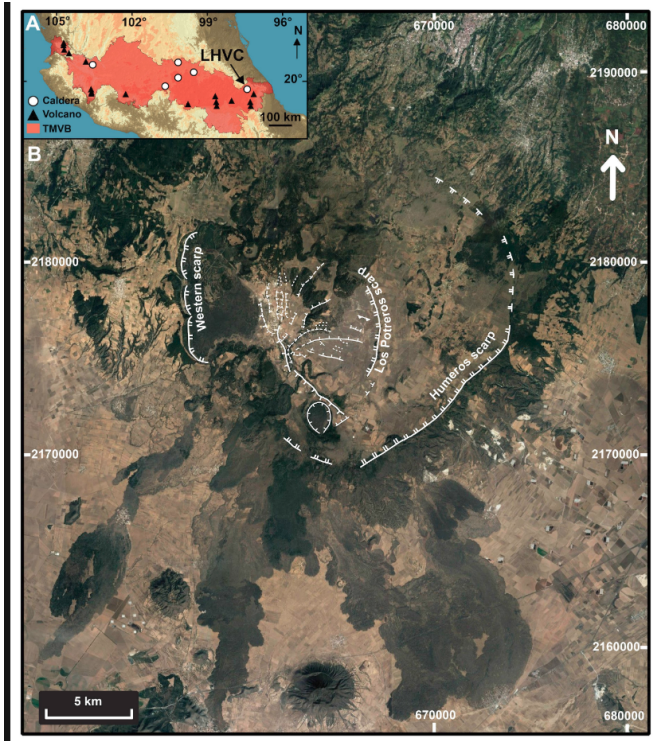


Figura 2.2: Mapa que muestra la localización del Complejo Volcánico de Los Humeros en el sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Imagen de satélite Landsat (Google Earth) que muestra las estructuras principales del interior de la caldera donde se encuentra el campo geotérmico (Carrasco-Núñez et al., 2017).

y las emisiones de andesitas, andesitas basálticas y lavas, pómez y cenizas las cuales dieron origen a la estructura de El Xalapazco (Ferriz et al., 1984; Carrasco-Núñez et al., 2005). Además de estos dos eventos hubo múltiples erupciones plinianas, episodios alternados de erupciones de dacitas y riolitas formadoras de domos y recientemente, vulcanismo de fractura anular dominado por flujos de lava de andesita basáltica y varios pequeños conos de ceniza (Carrasco-Núñez et al., 2017).

Tectónicamente, el campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla, presenta tres estructuras caldéricas, Los Humeros, Los Potreros y el Xalapasco, formadas en diferentes eventos volcánicos ocurridos en el campo.

El campo cuenta con dos sistemas de fallas principales (Seismocontrol, 2005). El primer sistema está constituido por las fallas Malpaís, La Antigua, Maztaloya, La Nueva, Iman y La Cuesta con tendencia NO-SE. El segundo sistema de fallas está conformado por las fallas Pamela, Parajes y Morelia, con una orientación NE-SO (Rodríguez et al., 2012), la orientación de las fallas Las Papas y Las Viboras tienen una orientación aproximada E-O.

El sistema geotérmico se encuentra dentro de la caldera cuyo diámetro varía entre 14 y 21 *km* según diversos autores (Verma y López, 1982; Gonzáles-Partida et al., 2001; Campos-Enríquez et al., 2005) dicha caldera alberga dos colapsos Los Potreros, Colapso Centra y una estructura volcánica Xalapazco (Campos-Enríquez et al., 2005). Como todo sistema geotérmico convencional, la fuente de calor se encuentra a una profundidad de 5 – 7 *km* y está conformada por una cámara magmática parcialmente solidificada (Castillo-Roman et al., 1991) con una capa sello para el yacimiento conformada por una serie de ingimbitas cuaternarias de baja permeabilidad (Hiriat y Gutierrez-Negrin, 2003).

En los siguientes capítulos se desarrollarán los objetivos y la aplicación de la metodología para la caracterización de la sismicidad en los primeros dos meses de monitoreo sísmico en el campo geotérmico de Humeros, Puebla como parte del proyecto GEMex: Cooperación México Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos

super calientes.

Capítulo 3

Antecedentes

3.1. Estudios preliminares de sismicidad en Los Humeros, Puebla

El campo geotérmico de los Humeros, Pue. ha sido objeto de numerosos estudios geofísicos para determinar e interpretar las propiedades físicas del subsuelo y su relación con zonas termalmente activas.

Entre los estudios geofísicos que se han realizado se encuentran: sondeos eléctricos verticales, transitorios electromagnéticos (Seismocontrol, 2005), gravimétricos (Campos-Enríquez et al., 1992), sísmica de reflexión (COMESA, 1998), sísmica pasiva (Ponce et al., 1997; Lermo et al., 1999; Lermo et al., 2001; Lermo et al., 2005).

Los estudios de sísmica pasiva en el campo de los Humeros iniciaron desde el 25 de Noviembre de 1994 debido a un terremoto con una profundidad de 2 km y con magnitud de 4.6 Mb relacionado posiblemente con la falla ubicada en la parte noreste del campo, el cuál causó notable daño a la infraestructura del campo (Lermo et al., 1999, Urban y Lermo, 2013). Posteriormente en Diciembre del 1997 la CFE instaló una red sísmica de monitoreo continuo compuesta por seis sismógrafos digitales triaxiales (S01, S02, S03, S04, S05, S06) y algunas temporales (PNCF, PSCF, CLCF, HUCF, T07, T08, T09) como se muestra en la Figura 3.1.

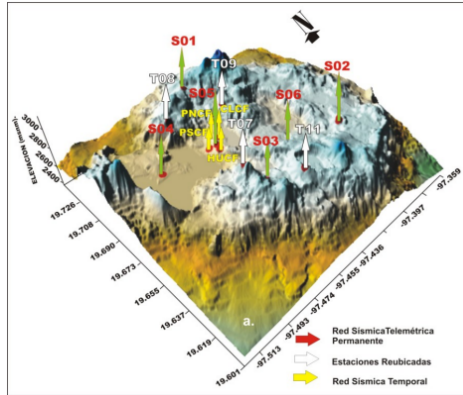


Figura 3.1: Distribución de las estaciones sísmicas permanentes, reubicadas y temporales del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. México (Lermo et al., 2008.)

En el periodo comprendido entre 1997-2004 se registraron 95 sismos por más de 5 estaciones permanentes y temporales instaladas por la comisión federal de electricidad (CFE) y el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en cuyos eventos las fases P y S eran fácilmente identificables, (Antayhua, 2007; Lermo et al., 2008) con magnitudes de duración iguales o menores a 3.6 M_d y profundidades focales menores a 4 km, con excepción del evento ocurrido el 25 de Noviembre de 1997 cuya magnitud fue de 4,6 M_w , sugiriendo que parte de la actividad sísmica ocurrida en Los Humeros puede haber sido inducida principalmente por la reinyección de agua al subsuelo del campo geotérmico ya que la mayoría de los eventos ocurrieron cerca de los pozos inyectoros 29 y 38 (Lermo et al., 2008; 2016) como se muestra en la figura 3.2.

La ecuación de Magnitud de duración M_d corresponde a la propuesta por Chavacán et al. (2004), en donde:

$$M_d = -1,61947 + 2,336177 \text{Log}_{10}(T) + 0,00052(D) \quad (3.1)$$

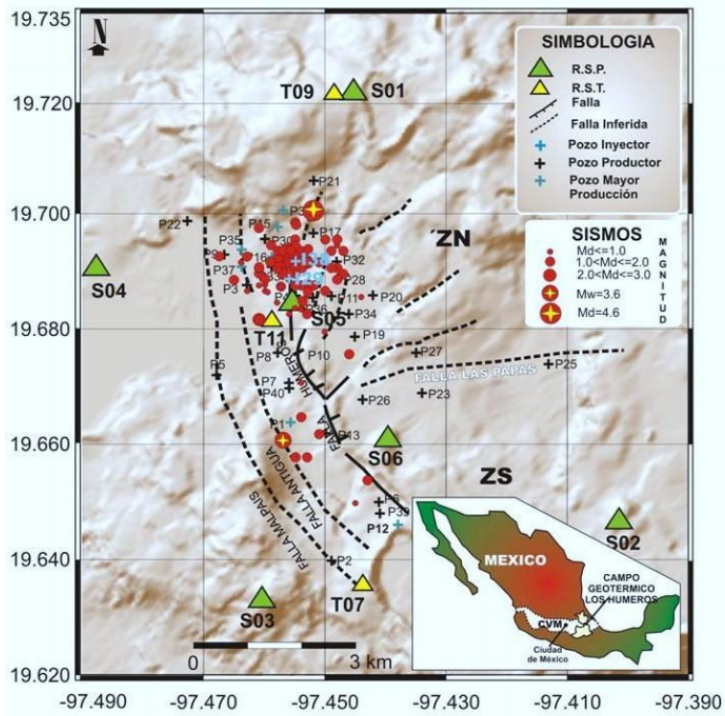


Figura 3.2: Distribución epicentral de los 95 sismos registrados por las estaciones de la red sísmica de los Hornos (Lermo et al., 2008).

donde Md es la magnitud de duración en grados corregida a partir de la ecuación propuesta por Lee et al. (1972); T es la duración en segundos del sismo y D es la distancia epicentral en Km .

Dentro de los registros obtenidos, el evento del 21 de enero del 2002 con magnitud $m_w = 3,2$ y profundidad superficial de $2\ km$ localizado en la parte sur de la falla los Humeros. estudios realizados por Lermo (2002) mostraron la concordancia con las características estructurales observadas en la falla. Así mismo para 28 de los 95 eventos sísmicos se obtuvo la solución de mecanismo focal simple por medio del análisis de polaridad de onda P por medio de la metodología propuesta por Reasenberg and Oppenheimer (1985) y la opción "focmec" del programa SEISAN (Havskov y Ottemoller, 2003) (Lermo, 2008). Las soluciones obtenidas de estos eventos sísmicos arrojaron fallamiento tanto normal como inverso con componentes laterales como se muestra en la figura 3.3(Lermo et al., 2008). La mayoría de los mecanismos observados en el campo son de transcurrencia lateral derecha e izquierda, la cual sugiere que los esfuerzos causantes son de carácter heterogeneo y pueden estar asociados a los procesos de reinyección y extracción de fluidos, aunque algunos de los eventos pueden tener carácter netamente tectónico (Lermo et al., 2008; 2016).

La cantidad de sismos localizados de diciembre del 1997 a Octubre del 2008 fue de 237 sismos locales, también mostraron que la mayor concentración sísmica está distribuida sobre las trazas principales de las fallas La Cuesta, Los Humeros, Loma Blanca (reactivación) y Las Papas, las cuales se encuentran muy cerca de los pozos de inyección y producción. El mayor número de sismos (121) están concentrados en el norte del campo cercanamente a los pozos de inyección, con un rango de profundidad de 2000 a 2700m de profundidad (Carrasco-Núñez et al., 2015).

Estudios posteriores (Urban y Lermo, 2013; Lermo et al, 2016) mostraron que la mayor parte de la sismicidad ocurre cerca de los pozos inyectoros 29 y 38, además de la aparición de sismicidad en la zona Este de los pozos inyectoros 13 y 40 asociada al sistema de fallas $SW - NE$. En estos estudios

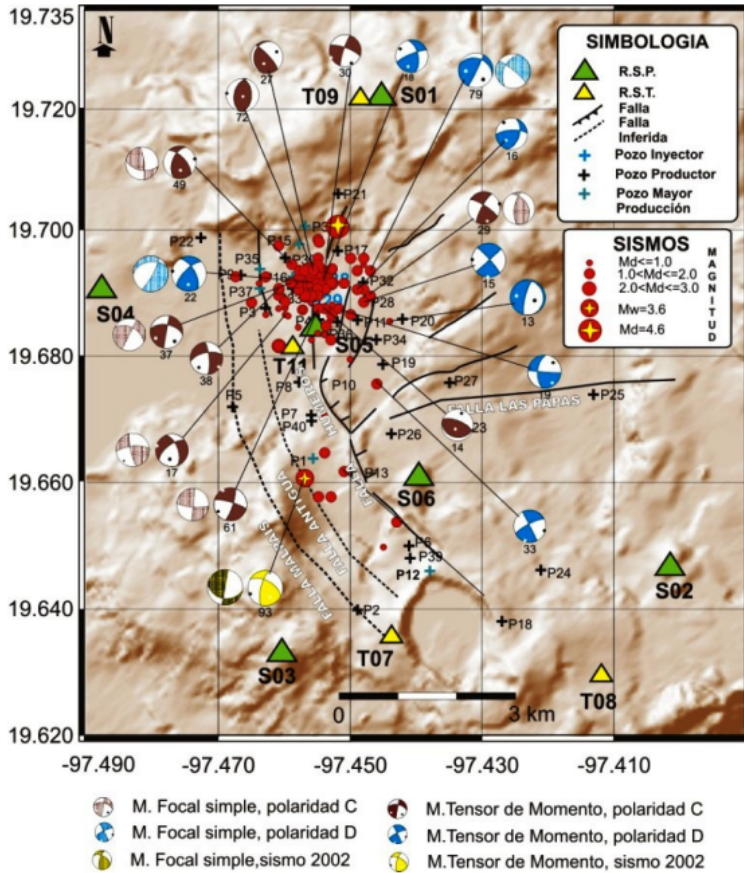


Figura 3.3: Distribución de los sismos así como mecanismos focales simples y de tensor de momento con polaridad compresional y dilatación (Lermo et al., 2008).

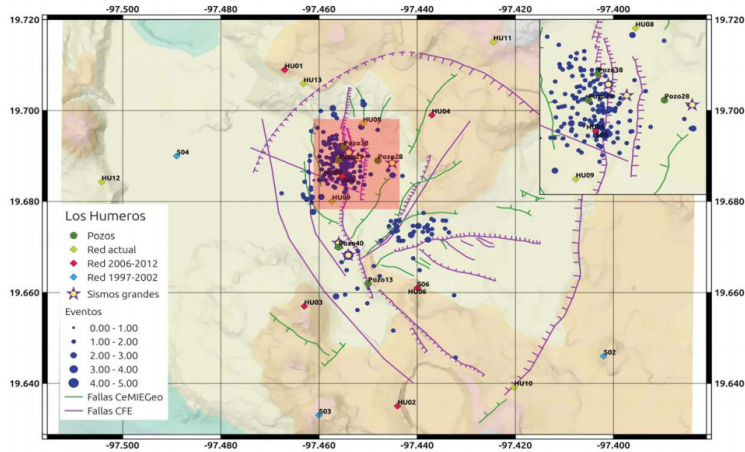


Figura 3.4: Distribución de los 250 eventos sísmicos principales ocurridos desde 1997 al 2016 en el campo Geotérmico de Los Humeros Puebla (Lermo et al., 2016)

se tomaron 250 eventos tectónicos en los caules los arribos de las fases P así como S fueran claras y aparecieran en más de 5 estaciones (Figura 3.4). Dentro de los 250 eventos tectónicos se encuentra los 5 mayores eventos que han ocurrido en el campo: sismo de 1994 $M_w = 4,0$, sismo de 2002 $M_w = 3,6$, sismo de 2009 $M_w = 3,0$, sismo de 2015 $M_w = 2,8$ y sismo de 2016 $M_w = 4,6$ (Ramos et al., 2016).

La zona que se encuentra al Este de los pozos de inyección 13 y 40 comenzó a presentar sismicidad a partir de 2009. Los eventos se alinean sobre el sistema de fallas $E - W$ y al principio la profundidad de los epicentros era entre 3 y 4 km ; pero con el paso del tiempo la profundidad a cambiado entre los 2 y 3 km (Lermo et al., 2016).

Otras zonas con pocos eventos fueron encontradas al sureste del pozo 28 el cual funcionaba como pozo reinyector, registradas en el año 2009 con profundidades entre 1 y 2 Km . La otra zona se encuentra al *sureste* del pozo 29 y se alinean sobre los sistemas de fallas $N - S$ (Lermo et al., 2016; Urban y Lermo, 2013).

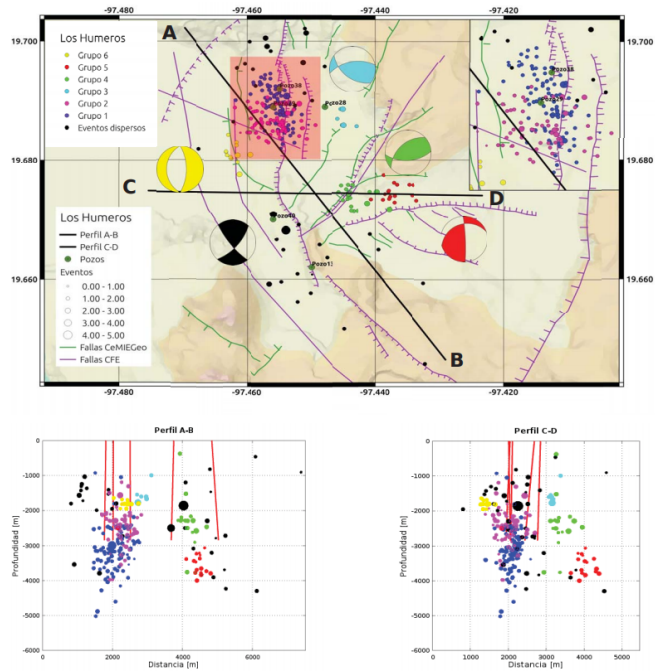


Figura 3.5: Distribución de los principales eventos sísmicos ocurridos en el periodo 1994 a 2016 en campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla, distribuidos en grupos con sus respectivos mecanismos focales. Los perfiles A-B y C-D muestran la sismicidad en profundidad (Lermo et al., 2016).

En relación a la localización de los eventos, profundidad y cercanía con los pozos, la sismicidad de campo se enmarca en 6 grupos. Los sismos ubicados entre los pozos 29 y 38 se dividen en grupo 1 y 2. Los eventos localizados al este del pozo de inyección 13 y 40 se dividen en grupo 4 y 5. El enjambre de sismos de 2009 se divide en el grupo 3, mientras que el enjambre ocurrido en febrero del 2016 se divide en grupo 6 (Lermo et al., 2016).

La figura 3.5 muestra los grupos de mecanismos focales encontrados los cuales son: **grupo 1 y 2 no cuentan con mecanismo focal** debido a los

errores que existen en relación a las polaridades de los eventos; **el grupo 3 muestra una falla inversa con transcurrencia asociada al sistema $E - W$** ; **el grupo 4 muestra una falla inversa con transcurrencia asociada a un sistema $SW - NE$** ; **el grupo 5 presenta una falla de transcurrencia asociada a un sistema $SW - NE$** ; **el grupo 6 muestra una falla normal asociada a un sistema $N - S$** (Lermo et al., 2016).

Capítulo 4

Metodología

4.1. Red Sismica GEMex

Para los estudios de sismicidad en el campo de Los Humeros Puebla, México, los colaboradores del Paquete Tecnológico 5.2 del proyecto GEMex instalaron una red sísmica entre México y la Unión Europea en la cual colaboraron instituciones como la UMSNH (Universidad Michoacana de San Nicolas de Hidalgo), la UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México) y el centro GFZ de Potsdam (German Research Centre for Geophysic).

La instalación de la red Sismologica se dio en varias campañas, iniciando en el mes de agosto del 2017 con la instalación de dos estaciones (DB01 y DB02) pertenecientes a la UMSNH conformadas por un digitalizador Reftek 130 y sensor sísmico Trillium Compact 120s.

Posteriormente en el mes de septiembre se comenzó con la instalación de 43 estaciones proporcionadas por el GFZ conformadas por 23 estaciones de banda ancha BB (Broad Band por sus sigla es en inglés) y 20 estaciones de periodo corto SP (Short Period por sus siglas en inglés).

De los equipos de banda ancha, 20 están conformados por un digitalizador Cube3 conectado a un sismómetro Trillium Compact 120s y tres equipos conformados por un digitalizador cube 3 conectado a un sensor Trillium Compact Post-Hole, mientras que los equipos de periodo corto

están conformados por un digitalizador EDL con un sensor Mark L3.

La red se organizó en 2 zonas, una red interna en el interior del campo Geotérmico de los Humeros Puebla, México y una red externa distribuida cerca de las comunidades como Villa Aldama, Vista Hermosa, Jalancingo, Tuziutlám, Zaragoza, San Miguel Tenextatiloyan, Emiliano Zapata, Cuyoaco, Libre, Jalapasco.

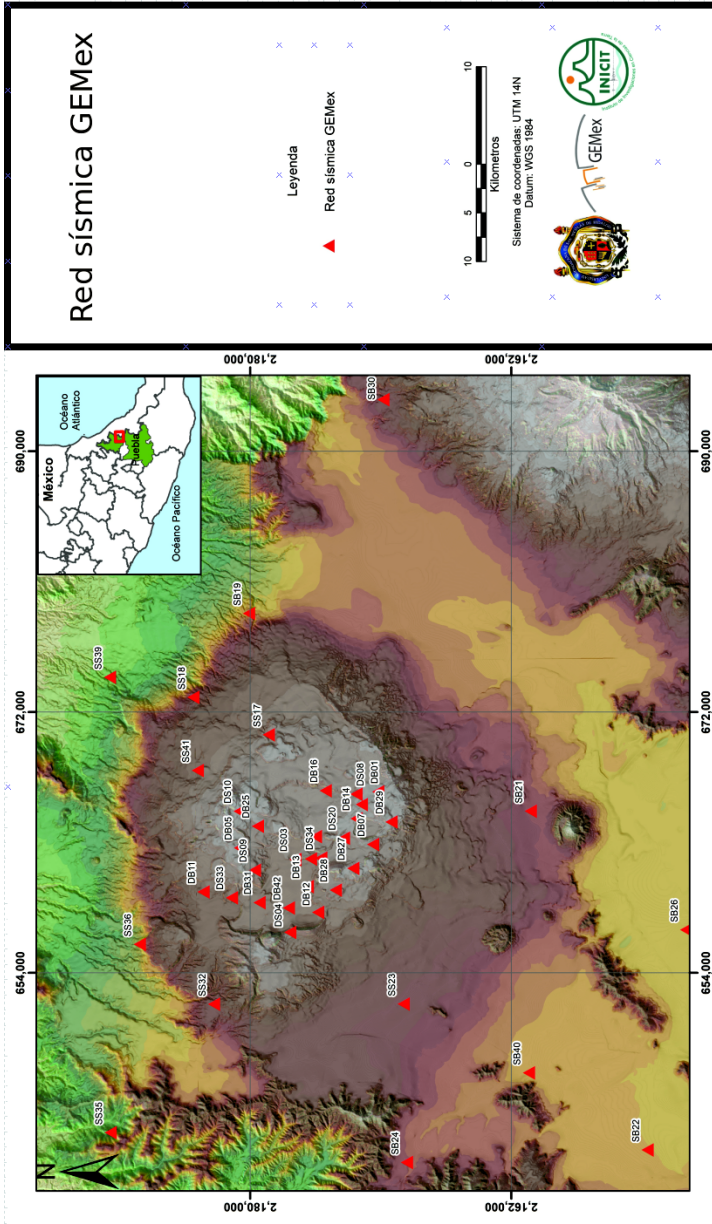


Figura 4.1: Distribución de Red Sismológica GEMex.

De acuerdo a los estandares establecidos a nivel mundial para el nombramiento de las estaciones de la red sísmica se utilizaron 4 dígitos para nombrar las estaciones de la red sísmica GEMex mostradas en la figura 4.1, siendo los dígitos de la siguiente forma:

- 1er dígito: Se estableció para determinar si el arreglo es interno (D) o externo (S).
- 2do dígito: se utilizó para determinar el tipo de estación, B para Banda Ancha y una S para Periodo Corto.
- 3er y 4to dígito: se utilizó para nombrar a la estación en función del orden en que fue instalada.

Así por ejemplo, la estación DB01 corresponde a la primera estación instalada dentro del campo geotérmico, siendo esta una estación de Banda Ancha la cual se encuentra instalada en la zona interna del campo.

La distribución espacial de las estaciones se midió en campo al momento de la instalación de cada estación y posteriormente se hizo una corrección tomando un modelo digital de elevación, quedando la distribución de las estaciones de la siguiente manera:

Cuadro 4.1: Localización de estaciones de red sísmica GEMex.

ID Estación	Longitud (°)	Latitud (°)	Altura (m)
DB01	-97.412083	19.628707	2955
DB02	-97.455932	19.67094	2786
DS03	-97.45623	19.68063	2797
DS04	-97.50412	19.68431	2835
DB05	-97.44831	19.71510	2938
DS06	-97.42034	19.63904	2976
DB07	-97.44674	19.632223	2923
DS08	-97.41356	19.642248	2931
DS09	-97.46311	19.70593	2881

Continúa en la siguiente página

Continuación de la tabla

ID Estación	Longitud (°)	Latitud(°)	Altura(m)
DS10	-97.42417	19.71515	3042
DB11	-97.47688	19.73818	2703
DB12	-97.49112	19.66676	2743
DB13	-97.47413	19.67305	2759
DB14	-97.42969	19.64233	2989
DB15	-97.44125	19.66772	2861
DB16	-97.41107	19.66138	2819
SS17	-97.37393	19.69659	2811
SS18	-97.34884	19.74324	2479
SB19	-97.29402	19.70826	2380
DS20	-97.442464	19.650313	2892
SB21	-97.42574	19.53386	2435
SB22	-97.649289	19.462727	2344
SS23	-97.55171	19.61383	2496
SB24	-97.66468	19.617146	2423
DB25	-97.43389	19.703918	2907
SB26	-97.50478	19.43769	2332
DB27	-97.4624	19.644686	2962
DB28	-97.47656	19.655725	2880
DB29	-97.432144	19.620674	2963
SB30	-97.15427	19.62300	2500
DB31	-97.484344	19.703247	2775
SS32	-97.55101	19.732115	2528
DS33	-97.47957	19.72165	2748
DS34	-97.45538	19.664522	2817
SS35	-97.63034	19.800282	2019
SS36	-97.511141	19.778103	2311
SS37	-97.19691	19.789854	1622
SS38	-97.376623	19.867273	1625
SS39	-97.339183	19.794656	1959
SB40	-97.59796	19.536385	2354
SS41	-97.396055	19.735612	2742
DB42	-97.48807	19.684587	2740

Continúa en la siguiente página

Continuación de la tabla

ID Estación	Longitud (°)	Latitud(°)	Altura(m)
DB43	-97.42498	19.67705	2841
SB44	-97.352974	19.588614	2419
DS45	-97.467979	19.693121	2748

Instalación

La instalación de los equipos para la red sísmica GEMex se realizó en el campo geotérmico de Los Humeros Puebla, así como en sus alrededores. Con la finalidad de mejorar la calidad de los registros sísmicos se realizaron experimentos que consistieron en comparar las Densidad Espectral de Potencia (PSD) para los registros sísmicos de estaciones instaladas en superficie así como a diferentes profundidades (30 *cm*, 50 *cm*, 70 *cm* y 100 *cm*) en el campo geotérmico de las Derrubmadas, Puebla, como parte de la colaboración en el P-17 del CeMIEGeo.

En las figuras 4.2 y 4.3 se pueden apreciar los resultados obtenidos de las pruebas en función de la profundidad, podemos notar que para niveles menores a 80*cm* los niveles de ruido son bastante altos en comparación con los estándares establecidos por Peterson (1993) mientras que para profundidades superiores o iguales a 80*cm* los niveles de ruido son aceptables, con lo cual determinamos que la profundidad mínima de instalación para las estaciones de la red sísmica GEMex debe ser de entre 80 a 100*cm*, con lo cual garantizamos que la calidad de los sismogramas obtenidos por las estaciones serán de buena calidad. (reporte interno CeMIEGeo, 2017).

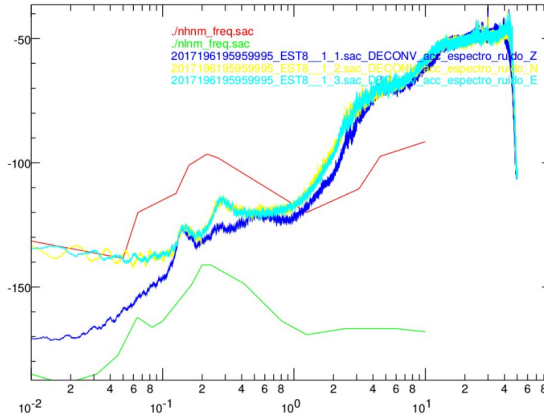


Figura 4.2: Nivel de ruido para componentes vertical, NS y EW para la estación 8 perteneciente a la UMSNH instalada a una profundidad de 30cm en las Derrumbadas Puebla. En la gráfica las curvas roja y verde representan los límites superiores e inferiores de ruido establecidos por Peterson (1993).

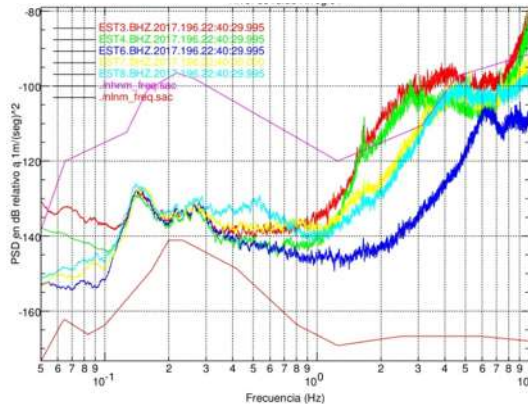


Figura 4.3: Nivel de ruido para componente Z para estaciones instaladas a profundidad de 100cm en las Derrumbadas, Puebla.

Una vez determinada la profundidad, se colocó el sensor dentro de una

cubeta plástica en la cual se colocó una plancha de concreto, así mismo la cubeta plástica se recubrió con fibra de vidrio en su interior con el fin de reducir aún más el efecto de la temperatura sobre el sensor como se muestra en la figura 4.4. Por otra parte para el digitalizador, se colocó en una caja plastica a una profundidad de 60cm aproximadamente junto con un acumulador con amperaje igual o superior a 550A como se muestra en la figura 4.5. Para algunas estaciones se utilizó panel solar donde la instalación fuera un lugar seguro (vivienda) mientras que para las zonas de paso común se instalaron dos acumuladores con potencia igual o superior a 550A, y se instaló el GPS a nivel de piso en algunos de los casos.



Figura 4.4: Instalación de sensor Trillium Compact 120s en cubeta plastica recubierta con fibra de vidrio



Figura 4.5: Instalación de digitalizador Cube3

4.1.1. Niveles de ruido

Uno de los problemas claves en la exploración sísmica en campos geotérmicos es resolver el problema inverso, es decir, derivar del análisis de registros sísmicos información sobre la estructura y propiedades físicas del medio terrestre a través del cual se propagan las ondas, así como de su geometría, cinemática y dinámica de la fuente sísmica. Es importante mencionar que las señales sísmicas radiadas por la fuente se debilitan y distorsionan por la dispersión geométrica, atenuación, reflexión, difracción, la interferencia durante su viaje a través de la Tierra, así como por la función de transferencia del sismógrafo (Bormann, 2009).

A diferencia de las señales sísmicas transitorias radiadas por fuentes localizadas de duración finita las cuales son coherentes y sus relaciones de fase están definidas por su espectro de fase, el ruido sísmico es causado por una variedad de diferentes fuentes distribuidas espacialmente en su mayoría no relacionadas y continuas. En general, el ruido sísmico puede contener ondas superficiales, modos normales de vibración de la tierra o movimiento aleatorio del terreno, variaciones de temperatura, efectos atmosféricos, viento, movimiento de mareas, actividades humanas en la superficie, entre otras. El ruido sísmico se puede caracterizar como un proceso estocástico

estacionario sin espectro definido (Bormann, 2012).

Adicionalmente, algunas señales sísmicas se superponen y en ocasiones quedan completamente enmascaradas por el ruido sísmico de fondo. Es importante caracterizar los lugares apropiados para la instalación de las estaciones sismológicas para tener condiciones adecuadas para la adquisición de datos sismológicos. Lo anterior nos permite reducir los niveles de ruido sísmico de fondo para lograr una calidad óptima para el tratamiento de simogramas, de forma que una estación con niveles bajos de ruido pueda registrar más sismos que una estación con niveles altos de ruido (Sheared, 2009).

A continuación se presentan las transformadas integrales utilizadas para el procesamiento de registros de ruido sísmico y de simogramas.

4.1.2. Transformada de Laplace

Una señal que tiene un principio definido en el tiempo, como las ondas sísmicas producidas por un sismo, pueden ser descompuestas en una señal exponencial ya sea creciente, decreciente o estacionaria mediante la transformada integral de Laplace.

La transformada de Laplace es un operador lineal muy útil para la resolución de ecuaciones diferenciales. Laplace demostró como transformar las ecuaciones lineales no homogéneas en ecuaciones algebraicas.

Denotamos al operador de Laplace por \mathcal{L} , el cual actúa sobre una función f y devuelve una función $\mathcal{L}(f)$.

Definición: La transformada de Laplace de una función $f(t)$, $0 \leq t \leq \infty$ es una función $\mathcal{L}f$ de una variable real s dada por:

$$F(s) = \mathcal{L}f(s) = \int_0^{\infty} f(t)e^{-st} dt = \lim_{x \rightarrow \infty} \int_0^x f(t)e^{-st} dt \quad (4.1)$$

la cual tiene solución para los valores de $s \in \mathbb{R}$ para los cuales la integral

impropia anterior converge.

Si $\mathcal{L}f(t) = F(s)$, diremos también que $f(t)$ es la transformada inversa de Laplace de $F(s)$, la cual denotaremos como:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi j} \int_{\sigma-j\infty}^{\sigma+j\infty} F(s)e^{st} ds \quad (4.2)$$

4.1.3. Función de Transferencia

La función de transferencia de un sistema lineal invariante en el tiempo se define como la transformada de Laplace de la función impulso, con todas las condiciones iniciales iguales a cero.

La función de transferencia se puede expresar como como se indica en la ecuación .

$$e(s) \implies G(s) \implies c(s) \quad (4.3)$$

donde $e(s)$ es la entrada, $c(s)$ es la salida y consideraremos a $G(s)$ como la función de transferencia si es la respuesta a un impulso aplicado a su entrada.

Consideramos esta relacion de entrada-salida en su forma matemática :

$$a_n \frac{d^n c(t)}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1} c(t)}{dt^{n-1}} + \dots + a_0 c(t) = b_m \frac{d^m e(t)}{dt^m} + b_{m-1} \frac{d^{m-1} e(t)}{dt^{m-1}} + \dots + b_0 e(t) \quad (4.4)$$

donde los coeficientes a_i y b_i son constantes y reales.

Para obtener la función de transferencia representada por la ecuación anterior, se realiza la transformada de Laplace a ambos miembros suponiendo condiciones iniciales iguales a cero, de donde obtenemos:

$$G(s) = \frac{C(s)}{E(s)} = \frac{b_m s^m + b_{m-1} s^{m-1} + \dots + b_1 s + b_0}{a_n s^n + b_{n-1} s^{n-1} + \dots + a_1 s + a_0} \quad (4.5)$$

factorizando los polinomios en el numerador y denominador, obtenemos:

$$G(s) = K \frac{(s - z_1)(s - z_2)\dots(s - z_{m-1})(s - z_m)}{(s - p_1)(s - p_2)\dots(s - p_{n-1})(s - p_n)} \quad (4.6)$$

$$G(s) = \frac{C(s)}{E(s)} = \frac{\prod_{i=1}^m (s - z_i)}{\prod_{i=1}^n (s - p_i)} \quad (4.7)$$

donde los coeficientes son valores reales, $K = \frac{b_m}{a_n}$ es el factor de ganancia,

z_i son las raíces de la ecuación:

$$C(s) = 0 \quad (4.8)$$

p_i son los polos de la ecuación:

$$E(s) = 0 \quad (4.9)$$

como todos los valores de la ecuación son coeficientes reales, entonces los polos y ceros (p_i, z_i) deben ser o puramente reales o aparecer en pares complejos conjugados.

4.1.4. Transformada de Fourier

Los fenómenos periódicos que involucran ondas, movimientos armónicos (rotación mecánica) pueden ser descritos por funciones periódicas. Una herramienta básica para este tipo de análisis son las series de Fourier.

Una serie de Fourier se define como una expansión o representación de una función en una serie de senos y cosenos (Arfken y Weber, 2005), tales que:

$$f(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos nx + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin nx. \quad (4.10)$$

donde los coeficientes a_0 , a_n , b_n estan relacionados con la función periodica $f(x)$ por la intregal definida:

$$a_n = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \cos(nx) dx \quad (4.11)$$

$$b_n = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} f(x) \sin(nx) dx \quad n = 0, 1, 2, 3, \dots, \quad (4.12)$$

La transformada de Fourier descompone la señal en una onda puramente armónica (sinusoidal) $e^{j\omega t}$.

Dada una función $f : \mathbb{R} \rightarrow \mathbb{C}$ llamaremos Transformada de Fourier de f a la función compleja:

$$\mathbb{F}[f(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{j\omega t} dt \quad (4.13)$$

para todos los valores de $z \in \mathbb{R}$ donde la integral coverga.

Definimos así mismo la transformada inversa de Fourier de la siguiente manera:

$$\mathcal{F}^{-1}[\mathbb{F}(\omega)](t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \mathbb{F}(\omega) e^{j\omega t} d\omega \quad (4.14)$$

para todos los valores de $z \in \mathbb{R}$ donde la integral coverga.

Se puede considerar a la transformada de Fourier como una versión especial de la transformada de Laplace para frecuencias reales, es decir, para $s = j\omega$.

De acuerdo con el Teorma de Fourier cualquier función transitoria arbitraria $f(t)$ en el dominio del tiempo puede ser representada mediante una función equivalente $F(\omega)$ en el dominio de la frecuencia conocida como

transformada de Fourier de $f(t)$ mediante la relación:

$$f(t) = (2\pi)^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (4.15)$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{i\omega t} dt = |F(\omega)| e^{i\phi(\omega)} \quad (4.16)$$

Donde $|F(\omega)| = A(\omega)$ es la amplitud de densidad espectral con unidades de $\frac{m}{Hz}$, ω es la frecuencia angular $\omega = 2\pi f$ y $\phi(\omega)$ es el espectro de fase. Así este teorema establece que una serie de tiempo finita, incluso impulsiva, se puede expresar como una suma de funciones periódicas monocromáticas.

4.1.5. Teorema de Convolución

Se puede entender que cualquier señal consiste en una secuencia de pulsos. Podemos generalizar esto para el caso de señales continuas, las cuales se pueden representar como una secuencia de pulsos de Dirac. Podemos construir la respuesta a un sistema lineal a una señal de entrada arbitraria como suma sobre respuestas de impulso, retardadas y escaladas.

La función $h : \mathbf{C}(I) \times \mathbf{C}(I) \rightarrow \mathbf{C}(I)$, donde \mathbf{C} es el conjunto de funciones continuas en el intervalo $\mathbf{I}[0, +\infty]$ dada por:

$$h(t) = (f * g)(t) = \int_0^t f(t - \tau) g(\tau) d\tau \quad (4.17)$$

se conoce como la convolución de f y g .

Teorema de Convolución: Si $\mathcal{L}[f(t)]$ y $\mathcal{L}[g(t)]$ existe para $s > a \geq 0$ entonces:

$$\mathcal{L}[(f * g)(t)] = \mathcal{L}[f(t)] \mathcal{L}[g(t)] = F(s)G(s) \quad (4.18)$$

4.2. Localización

4.2.1. Respuesta Instrumental

El sensor Trillium Compact 120s es un sensor de tres componentes de banda ancha, muy compacto (9 cm de diámetro) y ligero (1.2 kg), lo cuál lo hace ideal tanto para aplicaciones portátiles como fijas. Este sensor tiene una amplia gama de registro de frecuencias, lo cual lo hace ideal para estudios telesismicos, regionales y locales. En nuestro caso de estudio el equipo se dejó fijo y el tipo de estudio realizado es para eventos locales.

Este sismógrafo registra velocidades en términos de variación de voltaje por lo que sus registros tienen unidades de $\frac{\text{Cuentas}}{\text{seg}}$. Dado que el equipo es de banda ancha, los efectos por el ruido comienzan a afectar los registros sísmicos con contenidos de frecuencias bajas. Para la obtención del movimiento real del suelo, como el sismograma esta conformado por la convolución del movimiento del terreno con la respuesta instrumental, es necesario aplicar una deconvolución para la obtención del movimiento real del suelo. Dicho proceso es posible por medio de la aplicación de la transformada de Fourier (Figueroa-Soto et al., 2010).

El rango de frecuencias que el aparato ve es muy amplio y es capaz de detectar muy bien eventos telesismicos, sin embargo, para eventos regionales cuya magnitud $M > 7$ y sismos locales cuya magnitud $M > 5,5$ tiene ciertas limitantes como se muestra en la figura 4.6.

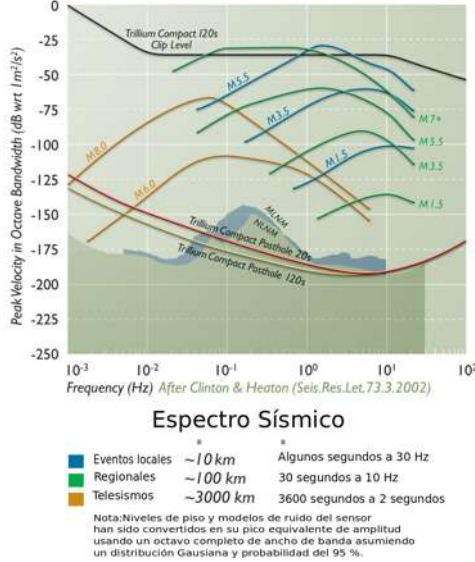


Figura 4.6: Espectro de frecuencias Trillium Compact 120s

La respuesta de los sensores Trillium Compact 120s está dada en unidades de velocidad $[m/s]$, y se expresa en forma de polos y ceros, los cuales nos indican la respuesta del instrumento ante el movimiento del terreno.

Un sismograma generalmente se compone por la convolución entre la respuesta instrumental de un sismógrafo con unidades de $[cuentas/m/s]$ y la velocidad del suelo se expresa en $[m/s]$, de donde el sismograma tendrá unidades de cuentas.

Así, un sismograma $u(t)$, puede ser escrito de la siguiente manera:

$$u(t) = x(t) * y(t) * i(t) \quad (4.19)$$

donde $x(t)$ es la fuente de la señal, $y(t)$ es la respuesta a un operador que representa los efectos de la estructura y comportamiento del medio por donde viajan las ondas sísmicas y se define $i(t)$ como la respuesta impulso del sismógrafo.

Es importante remover la respuesta instrumental del sismograma $u(t)$ debido a que podemos estar caracterizando diferentes efectos tanto en el dominio del tiempo así como en el dominio de las frecuencias y para nuestro análisis estamos interesados en caracterizar el comportamiento tanto de la fuente como del medio, por tal motivo es necesario remover la respuesta instrumental.

Una vez conocida la respuesta instrumental es posible realizar la deconvolución de sismogramas para obtener la velocidad o aceleración real del terreno, dato importante para estudios de sismicidad (Figueroa-Soto et al., 2010).

Para la deconvolución de sismogramas se utilizó el programa SAC, para el cual se generó un archivo de polos y ceros así como su constante de sensibilidad. El factor de ganancia utilizado en la configuración para el digitalizador Cube3 fue de 4.

Para la deconvolución se generaron los archivos de polos y ceros. Con ayuda de los archivos de polos y ceros se retira la respuesta del aparato ante el movimiento del terreno. El archivo generado debe contener tanto los polos, los ceros y una constante de sensibilidad (Nanometrics, 2009) como se muestra en la tabla 4.7.

Las frecuencias de esquina usadas para la deconvolución de los sismogramas se determinaron de los valores donde la gráfica de la respuesta del sensor Trillium Compact User Guide (Nanometrics, 2009) tiene un comportamiento plano como se muestra en la figura 4.8.

Symbol	Parameter	Nominal Values	Units
z_n	Zeros	0 0 -392 -1960 $-1490 \pm 1740i$	rad/s
p_n	Poles	$-0.03691 \pm 0.03702i$ -343 $-370 \pm 467i$ $-836 \pm 1522i$ $-4900 \pm 4700i$ -6900 -15000	rad/s
k	Normalization factor	4.34493×10^{17}	$(\text{rad/s})^5$
f_0	Normalization frequency	1	Hz
s	Ground motion sensitivity at f_0	754.3	V·s/m

Figura 4.7: Parámetros de respuesta nominal para movimiento de terreno para sensor Trillium Compact 120. Tomada de Trillium Compact User Guide (Nanometrics, 2009)

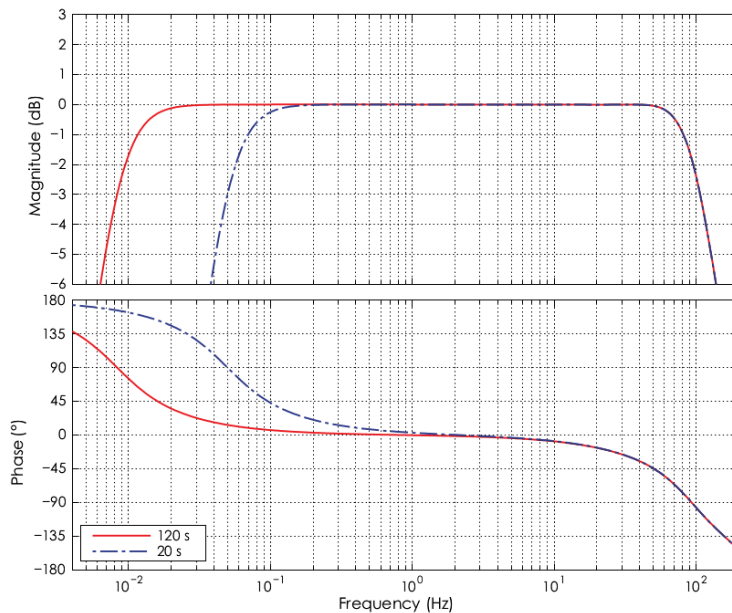


Figura 4.8: Parte plana de la respuesta de frecuencia al movimiento del terreno para sensor Trillium Compact 120s y 20s. Tomada de Trillium Compact User Guide, 2009, Nanometrics.

4.2.2. Localización de la Sismicidad

La localización del hipocentro de un evento sísmico consiste en determinar la ubicación espacial y el tiempo de origen de la liberación de la energía sísmica (Stein y Wysession, 2009). La determinación del hipocentro es de gran importancia ya que es el punto de partida para un análisis más completo de la fuente, como es la determinación de la magnitud del evento.

Así el problema de localización hipocentral se formula en un espacio de 4 dimensiones, planteando la ubicación espacial como un sistema de coordenadas cartesianas (X, Y, Z) correspondientes a (longitud, latitud y profundidad) y la ubicación temporal T del tiempo de origen. Los datos para una localización hipocentral son los tiempos de arribo de diferentes fases al arreglo de N estaciones $(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n)$ los cuales se obtienen directamente de los registros sísmicos. Otro factor importante a tomar en cuenta son las coordenadas de las estaciones sísmicas (x_i, y_i, z_i) las cuales son conocidas así como el modelo de velocidades del medio.

A partir de la teoría de propagación de ondas y de los valores absolutos de velocidad en la región de estudio, se plantea una relación teórica entre los tiempos de arribo y las coordenadas espacio temporales del foco para calcular los tiempos de viaje de las diferentes ondas sísmicas a cada una de las n estaciones. Si asumimos que la velocidad es constante y el medio homogéneo, el tiempo que tardaría la onda en llegar a cada estación estaría determinado por la ecuación:

$$t_i = \frac{d_i}{v} == \frac{\sqrt{(X - x_i)^2 + (Y - y_i)^2 + (Z - z_i)^2}}{c} \quad (4.20)$$

donde c es un valor constante que representa la velocidad promedio de propagación de la onda, d_i es la distancia y t_i es el tiempo de viaje de la onda.

Cuando se tiene un arreglo de varias estaciones sísmicas, la localización de este se puede determinar mediante los tiempos de arribo de sus fases sísmicas P (t_p) y S (t_s). Si el evento ocurre a una distancia local, las dos fases principales en el sismograma son P y S . El tiempo de origen pue-

de ser determinado mediante un diagrama de Wadati(Lay y Wallace, 1995).

Una vez que el tiempo origen (T_0) ha sido estimado, la distancia epicentral para la i – *esima* estación puede ser determinado si se toma el tiempo de viaje de la onda P t_p y multiplicandola por su promedio de velocidad, así obtenemos que:

$$D_i = (t_p^i - T_0)\alpha \quad (4.21)$$

donde α es un valor promedio de viaje de la onda y de esta manera se obtiene la distancia entre la estación y el epicentro.

Otra forma para determinar la localización de la actividad sísmica es mediante la resolución del problema inverso (Stein y Wysession, 2009). Para esto se requieren registros sísmicos en los que determinamos los tiempos de arribo de las fases sísmicas.

Para determinar la localización de los eventos sísmicos se utilizará un proceso de inversión el cual consiste en tomar la menor diferencia entre los tiempos de llegada de las señales observadas contra los tiempos de llegada calculados teóricamente, para lo cual es necesario contar con un modelo de velocidades el cual describe la velocidad de las ondas a través de las diferentes capas.

Primero consideremos el problema inverso clásico de localización de un sismo y su tiempo de origen usando los tiempos de arribo de las ondas sísmicas en varias estaciones. Es importante conocer un modelo de velocidades para la correcta inversión y minimización de los errores de localización de la sismicidad.

Asumimos que el evento sísmico ocurre en un tiempo desconocido t , y sea una localización desconocida $\mathbf{x} = x, y, z$, conocida como hipocentro o foco. El punto con coordenadas (x, y) en la superficie es conocido como epicentro. Consideremos un conjunto de n estaciones sísmicas localizadas con posiciones $x_i = (x_i, y_i, z_i)$ en las cuales se detecta un evento sísmico, el tiempo de arribo d'_i depende del tiempo de origen del evento t y del tiempo de viaje entre la fuente y la estación $T(x, x_i)$. Podemos expresar el tiempo de arribo como:

$$d'_i = T(x, x_i) + t \quad (4.22)$$

Si el modelo de velocidades es conocido, el problema directo puede ser escrito usando la fórmula:

$$d_i = A(m_j) \quad (4.23)$$

Si vemos los datos como un conjunto vectorial, estos contienen los tiempos de arribo a las estaciones, los cuales pueden ser calculados asumiendo el modelo vectorial compuesto por la localización de la fuente y el tiempo de origen:

$$m = (x, y, z, t) \quad (4.24)$$

El modelo vectorial m está compuesto por cantidades físicamente diferentes: tres coordenadas espaciales (x, y, z) y un tiempo de origen (t) . Debido a que tanto los datos como el modelo son vectores, la relación entre ellos puede ser escrita en términos de vectores ($d = A(m)$) o en términos de sus componentes ($d_i = A(m_j)$).

El problema inverso puede iniciar de la siguiente manera: dados los tiempos de arribo observados, buscar un modelos que se ajuste a ellos. Para hacer esto, comenzamos definiendo un modelo inicial m_0 , el cual es un estimado del modelo que esperamos se ajuste a la solución buscada. El modelo inicial predice que hubieramos observado datos $d_0 = A(m_{0j})$.

Si el modelo inicial no se ajusta, tendremos cambios Δm_j en el modelo inicial:

$$m_j = m_{0j} + \Delta m_j \quad (4.25)$$

el cual se espera que se acerque a los datos observados. En general, los datos no dependen linealmente de los parámetros del modelo, así que se linealizan los datos expandiendolos en serie de Taylor sobre el modelo inicial m_0 conservando solo aquellos que sean lineales.

$$d_i \approx d_i^+ \sum_j \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \Big|_m \Delta m_j \quad (4.26)$$

Podemos reescribir esta ecuación en términos de las diferencias entre los datos observados y los datos predichos como:

$$\Delta d_i \equiv d'_i - d_i \approx \sum_j \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \Big|_m \Delta m_j \quad (4.27)$$

Tal relación es común en el problema inverso. Por simplicidad podemos reescribir esta ecuación como una matriz de derivadas parciales:

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \quad (4.28)$$

Y tenemos que las ecuaciones se pueden reescribir como:

$$\Delta d_i = \sum_j G_{ij} \Delta m_j \quad (4.29)$$

Este conjunto de ecuaciones representa una matriz vectorial que expresan un sistema lineal de ecuaciones simultaneas. Dicho matriz está compuesta por los tiempos de arribo a cada estación (número de renglones de la matriz), los parámetros del modelo (número de columnas de la matriz).

En el caso de tener que la matriz es cuadrada (mismo número de columnas y renglones) la solución se puede encontrar multiplicando por su matriz inversa.

Durante el proceso iterativo para determinar la localización, los valores iniciales del hipocentro hipotético (longitud, latitud, profundidad y tiempo de origen) (X_h, Y_h, Z_h, T_h) , tomarán diferentes valores: uno cada que se haga un ajuste, y un ajuste se realiza en cada iteración. Dicha técnica se basa en la expansión en series de Taylor de la función no lineal considerando sólo términos que incluyen derivadas parciales de primer y segundo orden. El resultado de esta optimización es encontrar después de k iteraciones los valores para los cuales $\chi = (X, Y, Z, T)$ proporcionan el mínimo

valor para $f(\chi)$. En cada interacción se son ponderados las incertidumbres generadas en la lectura de los sismogramas así como las distancias entre cada estación y el hipocentro teórico, estimada a partir de la localización obtenida en cada interacción.

Para el caso en que se tengan varias estaciones sismológicas, el problema de localización se resuelve matemáticamente por medio del método de mínimos cuadrados el cual nos da un precisa localización del evento sísmico. El problema consiste en encontrar el mejor tiempo de origen T_0 así como el mejor hipocentro (x_0, y_0, z_0) para lo cual asumimos un modelo de velocidades el cual contiene un conjunto de capas que modelan el medio por donde viajan las onda sísmicas.

Para el proceso de localización de la sismicidad de los eventos de septiembre y octubre de 2017 se utilizó el software SEISAN, el cual utiliza para la localización el programa HYPO71 (Lee et al., 1975) el cual utiliza el método de Geiger's (1912) de mínimos cuadrados. El método formula una relación lineal entre los parámetros y los datos de la forma $d = Gm$, y se asume una componente de error aleatorio que corresponde a desviaciones de los datos con respecto al modelo, cuyo objetivo es minimizar la suma de cuadrados de los residuales entre los tiempo de arribo observados τ_i y los tiempos de arribo calculados t_i para un conjunto de i estaciones con coordenadas (x_i, y_i, z_i) . El residual del tiempo de arribo de la i -ésima estación, r_i , se define como la diferencia entre el tiempo de arribo observado, el tiempo de arribo teórico y el tiempo de origen:

$$r_i = \tau_i - (t_i - T) \quad (4.30)$$

La función a minimizar usando mínimos cuadrados es:

$$f(\chi) = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 = \sum_{i=1}^n (\tau_i - (t_i - T))^2 \quad (4.31)$$

Si los tiempos residuales $r_i = \tau_i - t_i$ son pequeños, podemos expresar estos en serie de Taylor la cual esta dada por:

$$r_i = dt + \frac{\delta t_i}{\delta x} \delta x + \frac{\delta t_i}{\delta y} \delta y + \frac{\delta t_i}{\delta z} \delta z + e_i \quad (4.32)$$

donde e_i es el error.

Existen otros métodos de localización como son el caso de:

- Técnica de evento maestro : en este método para eliminar la influencia en la incertidumbre en el tiempo de origen para la localización de un evento, usa las diferencias entre los tiempos de arribo para una fase sísmica entre cualesquiera dos estaciones, de las cuales, una es tomada como referencia (Jackson y Fitch, 1979).
- JHD (Joint hypocentral location): este método determina de manera conjunta m hipocentros y tiempos de origen, correlacionando n estaciones, a las cuales se les agrega para determinar como uno de los m hipocentros los residuales determinados de cada estación, para después obtener una localización absoluta. Una explicación más detallada del método se puede consultar en Pujol (2000).
- Método de dobles diferencias: este método fue propuesto por Waldhauser y Ellsworth (2000). Este método de localización incorpora los tiempos de viaje absolutos ordinarios y las correlaciones entre las mediciones de los tiempos de viaje de las ondas P y S . Adicionalmente los residuos entre los valores teóricos y medidos de los tiempos de viaje para cada para cada par de eventos, son minimizados mientras simultaneamente se enlaza toda la información observada por cada para de estaciones.
- Localización probabilística: este método se refiere a la formulación y solución del problema de localización usando estadística bayesiana. Este es un método no lineal el cual permite el uso de modelos $3D$ y produce información integral de incertidumbre y resolución representada por una función de densidad de probabilidad sobre los parámetros hipocentrales desconocidos (Lomax et al., 2000).

El proceso de localización que se usó para determinar las coordenadas hipocentrales (latitud, longitud y profundidad) así como el tiempo de origen de los evento sísmicos de septiembre y octubre de 2017. El proceso metodológico para el procesamiento de datos se muestra en la Figura 4.9), que consiste principalmente en los siguientes pasos:

- Instalación de la red sísmica GEMex.
- Extracción de registros (formato reftek, mseed y cube3).
- Conversión de datos mseed, reftek y cube3 a formato sac.
- Construcción eh implementación de rutinas en SAC para procesado de datos (cambio de nombre de estaciones, canal, red).
- Construcción eh implementación de rutinas en SAC para corte de eventos en intervalos de una hora de registro.
- Búsqueda de eventos sísmicos mediante el software SAC.
- Construcción e implementación de rutinas en SAC para corte de eventos sísmicos.
- Construcción de rutinas para preparación de datos (formato sac) para localización de hipocentros.
- Construcción de station0.hyp en SEISAN para realizar el proceso de localización.
- Conversión de archivos en formato sac a formato seisan.
- Marcado de fases sísmicas P y S . Para las fases que no fueron fácilmente visualizadas o dudosas, se implementaron rutinas en Obspy para generar espectros y ayudarnos en la visualización de las fases sísmicas.
- Localización de sísmicidad.
- Generación de mapa de localizaciones.
- Inversión de mecanismos focales.

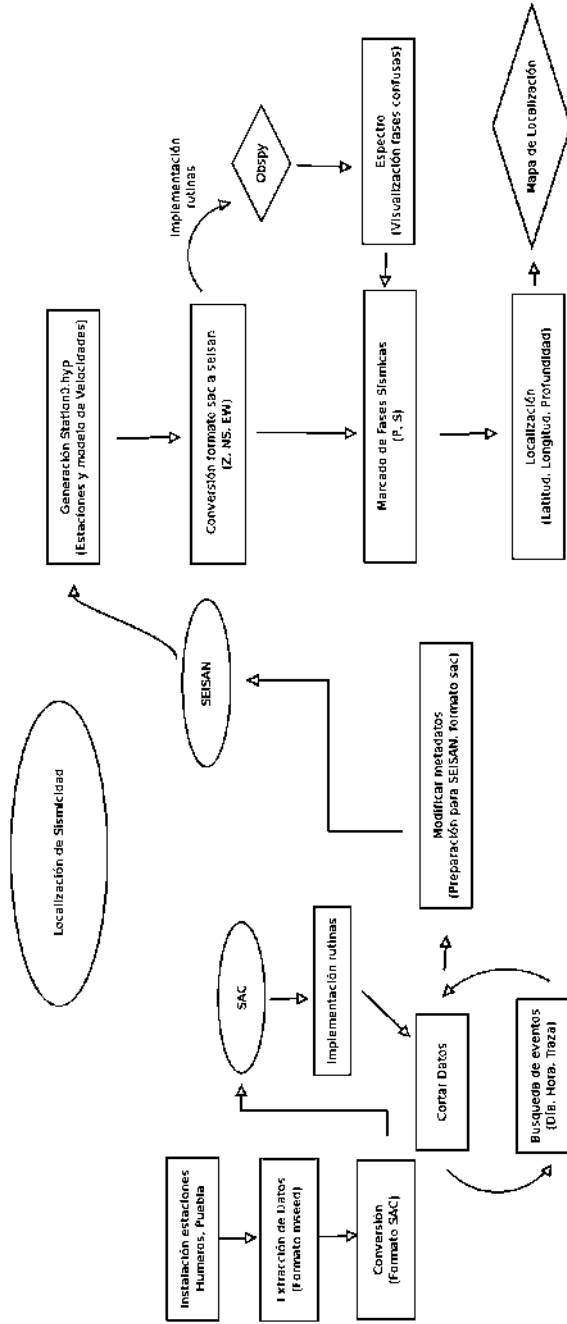


Figura 4.9: Proceso para realizar la localización de eventos sísmicos.

4.2.3. Modelo de velocidad y marcado de fases sísmicas

Para el proceso de localización de la sismicidad se usó el modelo de velocidades propuesto por Urban y Lermo (2013) el cual fué cargado previamente en el software SEISAN (Hanskov and Ottermoller) donde se realizó el marcado de fases sísmicas para el proceso de localización de los meses de septiembre y octubre del 2017.

Cuadro 4.2: Modelo de Velocidades Campo Geotermico Los Humeros, Puebla (Urban y Lermo, 2013)

Profundidad (Km)	V _p (Km)
0	1.24
0.24	1.94
0.65	2.85
1.25	3.54
1.79	3.69
1.93	3.9
2.13	4.14
2.37	5.18
30	6

El proceso de localización se da de la siguiente manera, se buscan los eventos sísmicos dentro de los registros obtenidos de los equipos, una vez realizado esto, implementamos una rutina en el software SAC mediante la cual se corta el evento sísmico, después procedemos a montar los registros en un solo tambor mediante el software SEISAN, después se identifican las fases *P* y *S* para cada estación en el caso de que estas se vean de manera clara para posteriormente determinar el hipocentro para el evento analizado.

En la figura 4.10 se muestran las trazas para el evento sísmico ocurrido el día 29 de septiembre de 2017 con sus fases sísmicas marcadas.

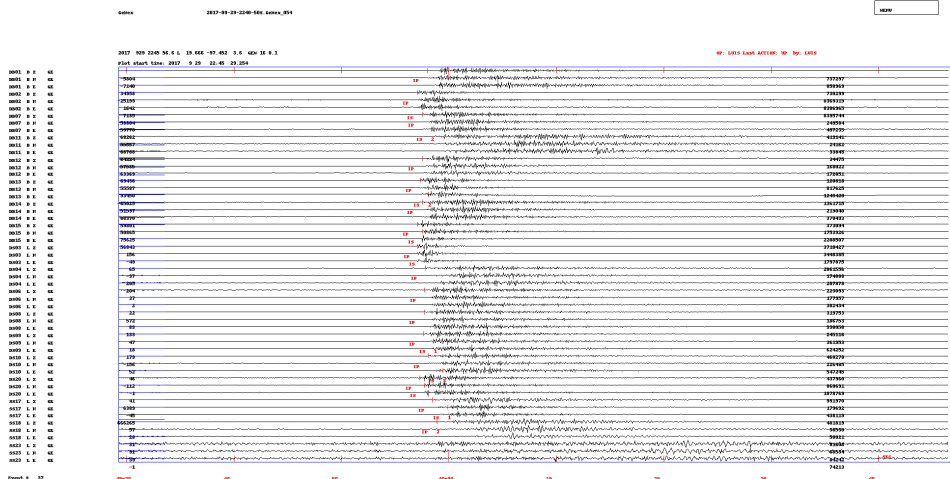


Figura 4.10: Marcado de fases para evento ocurrido el día 29/Sep/2017 con tiempo de origen 22:45:56

Para ayudarnos en el proceso de marcado de fases sísmicas, se implementaron rutinas en Obspy para la elaboración de espectrogramas. El uso de espectrogramas nos ayudó de manera visualizar a identificar el comienzo de la fase *P* y correlacionarla con su tiempo de origen así como también determinar los registros donde esta quedaba enmascarada completamente por los niveles de ruido sísmico de fondo.

En las figuras 4.11, 4.12 y 4.13 se visualizan espectro para un registro donde la fase *P* es visible facilmente, donde la visualización de *P* es dudosa y donde la visualización de la onda *P* es nula.

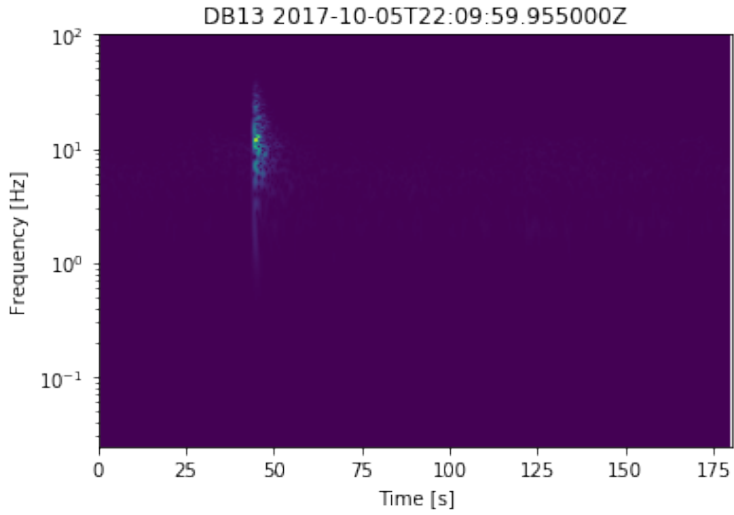


Figura 4.11: Espectro donde la fase P aparece claramente

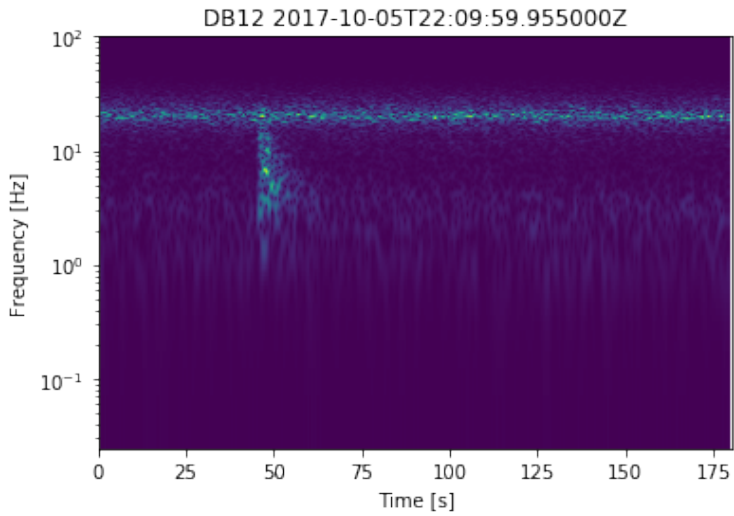


Figura 4.12: Espectro donde la fase P se enmascara entre el ruido

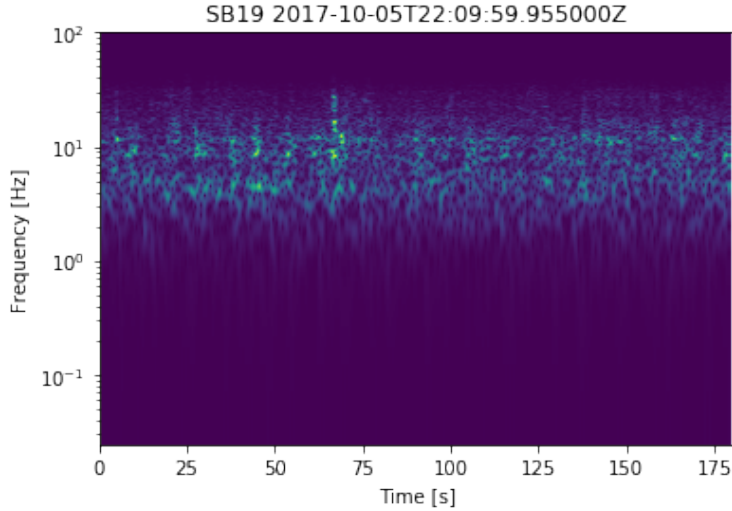


Figura 4.13: Espectro donde la fase P se pierde completamente

4.2.4. Deconvolución de Sismogramas

Podemos definir un sismograma como la convolución entre la respuesta instrumental del sismógrafo denotada por $\dot{r}_i(t)$ y la velocidad del suelo $\dot{x}(t)$. Podemos expresar dicho sismograma como:

$$s(t) = \dot{x}(t) * \dot{r}_i(t) \quad (4.33)$$

donde $\dot{r}(t)$ está expresado en velocidad [*cuentas/m/s*] y $s(t)$ tiene unidades de cuentas. El símbolo " * " representa la operación matemática convolución. Si utilizamos la transformada de Fourier para representar la ecuación 4.33 en términos de la frecuencia obtendríamos:

$$S(\omega) = \dot{R}_i(\omega) \cdot \dot{X}_i(\omega) \quad (4.34)$$

la cual podemos expresar de la siguiente manera:

$$S(\omega) = (-i\omega) \cdot X(\omega) \cdot \dot{R}_i(\omega) \quad (4.35)$$

$$S(\omega) = (-i\omega) \cdot \dot{X}(\omega) \cdot R_i(\omega) \quad (4.36)$$

$$S(\omega) = (\omega)^2 \cdot X(\omega) \cdot R_i(\omega) \quad (4.37)$$

esto debido principalmente a las propiedades de la transformada de Fourier, donde la función $F(\omega)$ y su derivada $\dot{F}(\omega)$ están relacionadas, en el dominio de la frecuencia por la ecuación:

$$\dot{F}(\omega) = (-i\omega) \cdot F(\omega) \quad (4.38)$$

Las ecuaciones 4.35, 4.36, 4.37, nos indican las posibilidades que tenemos para la deconvolución de los sismogramas para obtener la velocidad o aceleración real del terreno, dato importante para estudios de sismicidad (Figueroa-Soto, 2010).

Para el proceso de deconvolución, donde se retira la respuesta instrumental, se generaron archivos de polos y ceros para cada sensor así como canal. Los archivos de polos y ceros utilizados tienen unidades de velocidad (Nanometric User Guide, 2009) los cuales nos indican la respuesta del instrumento al movimiento del terreno.

Definimos la constante de sensibilidad mediante la ecuación 4.39, la cual se determina como la sensibilidad del sismómetro y la del digitalizador, multiplicada por un factor de normalización.

$$Constante = A_0 \cdot S \cdot G \quad (4.39)$$

$$\begin{aligned} Constante &= 4,34e^{17} \cdot 754,53 \cdot 361794,500072 \\ &= 1,1857378e^{26} \end{aligned} \quad (4.40)$$

donde S es la ganancia del sensor con unidades de $\frac{V/m}{s}$ y G es la ganancia del Digitalizador con unidades $\frac{\text{cuentas}}{\text{volt}}$.

Cuadro 4.3: Constantes para Trillium Compact 120s con digitalizador Ref-tek 130)

Factor de Normalización A_0	$4,34 \cdot 10^{17}$
Ganancia del Sensor S	$754,53 \frac{V/m}{s}$
Ganancia del Digitalizador G	$361794,500072 \frac{\text{cuentas}}{\text{volt}}$
Constante	$1,1857378e^{26}$

Cuadro 4.4: Constantes para Trillium Compact 120s con digitalizador Cube3)

Factor de Normalización A_0	$8,184 \cdot 10^{17}$
Ganancia del Sensor S	$75 \frac{V/m}{s}$
Ganancia del Digitalizador G	$1,6393 \exp^7 \frac{\text{cuentas}}{\text{volt}}$
Constante	$1,006202 \exp^{21}$

Cuadro 4.5: Constantes para Mark L-4C-3D con digitalizador EDL

Factor de Normalización A_0	1
Ganancia del Sensor S	$170 \frac{V/m}{s}$
Ganancia del Digitalizador G	$\frac{\text{cuentas}}{\text{volt}}$
Constante	$1,6393 \cdot 10^7$

Cuadro 4.6: Polos y Ceros para sensor Trillium Compact 120s con digitalizador Reftek 130)

Ceros	6
0.00000	0.00000
0.00000	0.00000
-392.000	0.00000
-1960.00	0.00000
-1490.00	1740.00
-1490.00	-1740.00
Polos	11
-0.03691	0.03702
-0.03691	-0.03702
-34.3000	0.00000
-37.0000	467.000
- 37.0000	-467.000
-836.000	1522.00
-836.000	-1522.00
-4900.00	4700.00
-4900.00	-4700.00
-6900.00	0.00000
-15000.00	0.00000

Cuadro 4.7: Polos y Ceros para sensor Trillium Compact 120s con digitalizador Cube3)

Ceros	3
0.00000	0.00000
0.00000	0.00000
0.00000	0.00000
Polos	7
-0.03691	0.03712
-0.03691	-0.03702
-37.1200	0.000000
- 37.3900	-475.000
- 37.3900	475.000
-58.84000	-1508.00
-58.84000	1508.00

Para la realización de la deconvolución se han tomado los valores de frecuencia de respuesta tomados de la gráfica de respuesta del sensor Trillium Compact 120s (Nanometrics, 2009). Para determinar la calidad de los registros de las estaciones instaladas en la Red Gemex se implementó una rutina en el programa SAC para determinar los niveles de ruido de Peterson (1993) a través de la función de Densidad Espectral de Potencia (PSD) para las 31 estaciones instaladas a finales del mes de octubre de 2017.

4.3. Función de Densidad Espectral de Potencia (PSD)

La Densidad Espectral de Potencia (PSD) es la transformada de Fourier de la función de autocorrelación de la señal sísmica (Haykin, 2002). La función PSD, a través del teorema de Parseval, nos permite calcular directamente la amplitud cuadrática media en el dominio del tiempo para cualquier ancho de banda, la cual podemos definir como:

$$PSD(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} (|F(\omega)|^2 / T) \quad (4.41)$$

donde $PSD(\omega)$ es la Densidad Espectral de Potencia del ruido sísmico, $F(\omega)$ es el espectro de Fourier y T es el periodo de tiempo. La raíz cuadrada de la amplitud cuadrática media calculada en un ancho de banda entre las frecuencias ω_1 y ω_2 , la denotaremos como $A(\omega_1, \omega_2)$, y está determinada por:

$$A(\omega_1, \omega_2) = \sqrt{\int_{\omega_1}^{\omega_2} PSD(\omega) d\omega} \quad (4.42)$$

Peterson (1993) mostró que la amplitud del ruido sísmico registrado en un sensor de banda ancha y el ruido de largo periodo se comportan bajo una distribución de probabilidad Gaussiana. Las unidades del ruido sísmico se da principalmente en decibeles de aceleración con respecto a $\frac{1m}{seg^2}$; es decir:

$$PSD[db^{-10} \log(Ac^2/Hz) - 10 \log((1m/seg^2)/Hz)] \quad (4.43)$$

donde Ac es la aceleración de la señal. A partir de una compilación de PSD para 75 estaciones distribuidas la rededor dle mundo, Peterson (1993) obtuvo unas curvas que representan el estandar mundial para caracterizar los límites máximo y mínimo de ruido sísmico.

Para el calculo del PSD para todas las estaciones de la red sísmica GE-Mex, usamos el algoritmo desarrollado por el Laboratorio Sismológico de Albuquerque (ASL por sus siglas en inglés) el cual caracteriza los modelos inferior (New low noise level NLNL) y el superior (New high noise level NHNL) para el análisis de ruido sísmico (Peterson, 1993). La unidaddad para caracterizar el nivel de ruido para una estación sismológica es el decibel dB

Los modelos de ruido mínimo y máximo (NLNM y NHNM por sus siglas en inglés) fueron calculados por Peterson en 1993 y son la base de comparación para el modelo estadístico de McNamara y Bulland (2004).

Las fuentes de ruido que podemos encontrar son las siguientes:

Ruido Cultural: La fuente mas común de ruido sísmico es por la acción de actividad humana que ocurre sobre o cerca de la superficie de la tierra

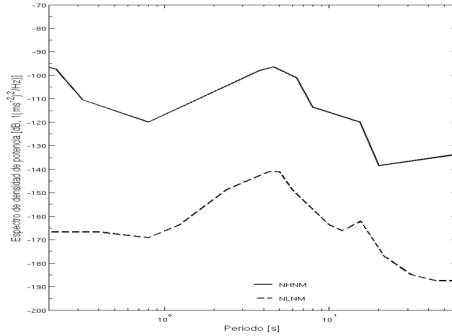


Figura 4.14: Modelo de límite superior e inferior propuesto por Peterson, 1993, en unidades de dB relacionados con $1 (m/s^2)^2 / Hz$ como función del periodo de ruido. Aquí se define el nuevo nivel superior de ruido (NHNM) y el nuevo nivel inferior de ruido (NLNM) el cual es el estándar global aceptado para los límites de ruido sísmico. (P. Bormann, 2002, p. 39; Fig. 2))

y es conocido como ruido cultural, y es originado principalmente por el acoplamiento entre el tráfico vehicular y la energía de la maquinaria. El ruido cultural se propaga principalmente como ondas superficiales de alta frecuencia ($> 1 - 10Hz, 1 - 0,1s$) las cuales se atenúan a varios kilómetros de distancia y profundidad, motivo por el cual este se atenúa en cuevas profundas y túneles. El ruido cultural tiene fuertes variaciones diurnas y frecuencias características dependiendo de la fuente que la disturbe. Otra fuente de ruido que tiene una fuerte variación diurna es la inestabilidad térmica. Calor durante el día y frío durante la noche puede causar fluctuación en el terreno lo cual induce inclinación así como periodos largos.

Algunas de las fuentes de ruido cultural que podemos identificar principalmente en la zona son las oscilaciones de los árboles, uso de automóviles y camiones pesados, motores y bombas de extracción así como actividad humana.

Sísmos: En nuestro procesamiento se incluyeron señales sísmicas debido a que tienen baja probabilidad de ocurrencia a bajos niveles de potencia

(eventos de pequeña magnitud) en comparación con condiciones ambientales en las estaciones sísmicas.

Nos interesa el nivel de ruido que experimenta una estación sísmica dada, por tal motivo se incluyeron todas las señales de entrada. Los grandes eventos telesísmicos pueden producir energía por encima de los niveles de ruido ambiental a través de todo el espectro y están dominados por ondas superficiales $> 10s$, mientras que eventos pequeños dominan los periodos cortos $< 1s$.

4.4. Mecanismos Focales

Para determinar la geometría de una falla, se asume que la falla es una superficie plana a través de la cual un movimiento aparente ocurre durante un sismo. La geometría de la falla se puede describir en términos de la orientación de su plano de falla y la dirección del deslizamiento en el plano de falla.

La solución del mecanismo focal de un sismo es el resultado del análisis de las formas de ondas sísmicas generadas por un sismo registradas en una serie de estaciones sísmicas en forma de sismogramas, la caracterización precisa de un sismograma nos da información sobre su epicentro, profundidad del foco, magnitud, orientación del posible plano de falla y su movimiento (Bormann, 2002).

Existen diferentes métodos para calcular el tensor de momento como son:

El método de **tensor de momento rápido NEIC**: este método fué desarrollado por el NEIC (national earthquake information center) en cooperación con el centro de desarrollo de IRIS, el cual estima el tensor de momento sísmico para eventos de magnitud de cuerpo $\geq 5,8$ Bormann (2002).

El método de **solución CMT (Centroid moment tensor) de Harvard**: este método se centra principalmente en la solución de centroide de tensor de momento para eventos fuertes ($> 5,5$) y hace uso de ondas de

cuerpo de periodos largos ($T > 40s$) y ondas de mando ($T > 135s$) que componen el tren completo de ondas superficiales.

El método de **rápida determinación de parámetros fuente**: este método usa un algoritmo de búsqueda de malla para derivar el plano de falla solución y el tensor de momemnto de un sísimo ($M > 5,5$), en esté método usa para la solución las amplitudes y polaridades de las fases P y S .

Existen otros métodos más para determinar el tensor de momento sísmico, estos métodos son más usados y son los siguientes: el método de primeras polaridades de la onda P , y el cálculo del tensor de momento sísmico (M). Para ambos casos es necesario hacer una simplificación del modelo de corteza supuesto y las dimensiones del foco.

El método de las primeras polaridades de onda P consiste en calcular la orientación de cada rayo sísmico desde el foco a cada estación. Para ello se sitúa una esfera imaginaria en el foco, y se calcula cual es la orientación de cada rayo (azimut y la inclinación del rayo) con respecto a cada estación. Para poder realizar dicho calculo es necesario conocer la velocidad de v_p en profundidad en la zona de estudio.

Se examina en cada sismograma la componente vertical, evaluando si la primera llegada que se detecta es hacia abajo (down) o hacia arriba (up) o si no hay señal en el momento esperado. La parte de la energía recibida de cada sismograma, que dejó el foco del sísimo en forma de onda P comprensiva, puede decirse que ha viajado a lo largo de la trayectoria de un rayo en cada estación, el azimut del rayo que lo conecta con el foco y su ángulo de emergencia. Este ángulo se mide entre el rayo que deja el foco (emerge) y un eje vertical desde el foco. Una vez calculada la orientación del rayo sísmico desde el foco a cada estación, se representa en la semiesfera inferior. Cada uno de estos puntos (rayos) se dibujan en sólido si la onda P es Up (el suelo se levanta, cuadrante de compresión), y en blanco si la llegada es Down (el suelo se hunde, cuadrante de dilatación) (Bormann, 2002).

Los datos de cada estación sísmica se pueden representar usando uno de estos tres símbolos: un círculo blanco si la primera llegad de la onda

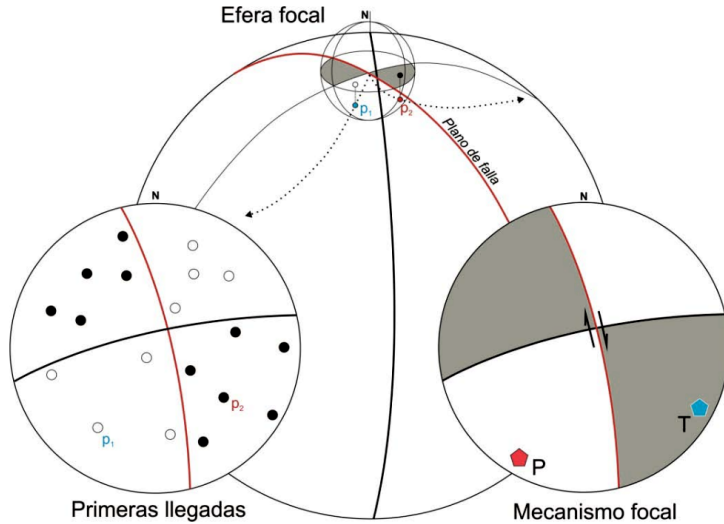


Figura 4.15: Representación del cálculo del mecanismo focal de un evento sísmico mediante el método de las primeras polaridades de onda P.

P es hacia abajo, un círculo negro si la primera llegada fue hacia arriba, o una x si la primera llegada fue muy débil como para diferenciarla. Para cada estación el símbolo se sitúa en la línea que pasa por el centro de la proyección con el azimut de la estación relativa al sismo y con el ángulo de emergencia (ángulo complementario a la inmersión del rayo) contado desde el centro.

Una vez dibujados todos los datos de las primeras llegadas, hay que buscar dos ciclográficas perpendiculares en las falsillas que separan los círculos blancos de los negros y que pasen por las x . Estos serán los planos nodales (uno de ellos será la falla). En la figura 4.15 se pueden ver las representaciones del cálculo del mecanismo focal por medio del método de las primeras polaridades de onda P (Bormann, 2002).

El tensor de momento sísmico es una representación de la fuente sísmica puntual general, el cual ha sido utilizado para la obtención del mecanismo

focal mediante un proceso de inversión. Este método nos permite determinar el mecanismo focal a partir del modelado de las formas de onda generadas por el sismo mediante el cálculo de las fuerzas que han generado los desplazamientos observado en las estaciones. La relación entre desplazamiento y fuerza se calcula mediante las funciones de Green (Aki y Richards, 1980).

El modelo matemático del par de fuerzas se describe en $3D$ mediante un tensor simétrico de 9 componentes, conocido como tensor de momento M_{ij} . Dados un parámetros iniciales H_0 que representa los localización del evento sísmico (latitud, longitud y profundidad), se deriva un tensor de momento inicial, donde estos parámetros son el punto de partida de un proceso iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor de momento se deducen simultáneamente con los cambios en los parámetros hipocentrales. En el caso de que los desplazamientos hayan sido generados por una falla, las nueve componentes del tensor se simplifican en dos de igual magnitud y orientación perpendicular (modo de doble par de fuerzas). La magnitud de estas componentes se denomina Momento escalar M_0 , y su valor depende de las características físicas de la superficie de ruptura y del deslizamiento:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot s \quad (4.44)$$

siendo A la superficie de ruptura, μ el módulo de rigidez y s la distancia deslizada.

Para conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan sobre ella y el medio que recorren las ondas, es necesario hacer algunas simplificaciones relacionadas como son:

- Considerar el medio como homogéneo y elástico y el foco sísmico como una fuente puntual sobre la cual actúa un sistema de fuerzas que representan una fractura.
- Se supone que la distancia entre el observador y el foco es mucho mayor que las dimensiones del mismo (aproximación de campo lejano).

- Para representar las fuerzas que actúan en el foco sísmico se utiliza el modelo de fuerzas equivalentes donde se acepta que los desplazamientos en la superficie terrestre son idénticos a los que tienen lugar en la fuente sísmica.

Existen diversos métodos para el cálculo del mecanismo focal a partir del modelado de formas de onda. El objetivo del procedimiento de inversión es encontrar los pesos que dan el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y los observados (Función de Green). Dados como parámetros iniciales el tiempo de origen, coordenadas hipocentrales (latitud, longitud y profundidad), se deriva un tensor de momento inicial, los cuales representan los parámetros para un proceso iterativo en el cual los cambios de los elementos del tensor de momento se calculan simultáneamente a los cambios en los parámetros hipocentrales.

El tensor de momento sísmico tiene 6 componentes independientes, en las cuales el momento angular para fuerzas desaparece. El doble par de fuerzas es un caso particular del momento desviatorio, con la restricción de que el determinante de la matriz M , es cero:

$$M = \begin{matrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{matrix} \quad (4.45)$$

$$M = \begin{matrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{matrix} \quad (4.46)$$

Para un doble par de fuerzas, las componentes cartesianas del tensor de momento pueden ser expresadas en términos del rumbo ϕ , del buzamiento δ y deslizamiento λ de la cizalla (plano de falla) y del momento sísmico escalar M_0 (Aki y Richards, 1980).

$$M_{xx} = -M_0(\text{sen}\delta\cos\lambda\text{sen}2\phi + \text{sen}2\delta\text{sen}\lambda\text{sen}2\phi) \quad (4.47)$$

$$M_{xy} = M_0(\text{sen}\delta\cos\lambda\cos2\phi + 0,5\text{sen}2\delta\text{sen}^2\phi) \quad (4.48)$$

$$M_{xy} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\phi + \cos2\delta\sen\lambda\sen2\phi) \quad (4.49)$$

$$M_{yy} = M_0(\sen\delta\cos\lambda\sen2\phi - \sen2\delta\sen\lambda\cos^2\phi) \quad (4.50)$$

$$M_{yy} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sen\phi + \cos2\delta\sen\lambda\cos\phi) \quad (4.51)$$

$$M_{zz} = M_0\sen2\delta\sen\lambda \quad (4.52)$$

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot A \quad (4.53)$$

donde μ es el módulo de cizalla, D es el desplazamiento y A es el área de la falla.

La calidad de la inversión del tensor de momento sísmico depende fuertemente de la cantidad de trazas disponibles en los sismogramas, la calidad de los registros sísmicos, así como la distribución azimutal de estaciones sobre la fuente.

4.4.1. Cálculo de mecanismo focal por medio de software ISOLA

Para la obtención del mecanismo focal, el software ISOLA (Sokos y Zahradnik, 2008) requiere parametros como son el modelo de velocidad el cual se muestra en la tabla 4.8.

Adicionalmente para el proceso de inversión se requiere la localización del evento (latitud, longitud, profundidad, hora de ocurrencia) la cual se determinó mediante la ayuda del software SEISAN.

Cuadro 4.8: Modelo de Velocidades Campo Geotermico Los Humeros, Puebla, obtenido del modelo propuesto por Lermo et al., (2008) y Urban et al., (2013).

Profundidad (Km)	Vp (Km)
0	1.24
0.24	1.94
0.65	2.85
1.25	3.54
1.79	3.69
1.93	3.9
2.13	4.14
2.37	5.18
16.04	7.76
33	7.95

Para realizar el proceso de inversión en ISOLA es necesario contar con la localización del evento sísmico (latitud, longitud, profundidad, tiempo de origen), modelo de velocidades, las formas de onda para cada estación sísmica, la localización de las estaciones de la red (latitud, longitud, altura sobre el nivel del mar) y los archivos de polos y ceros correspondientes para cada estación. El primer paso a realizar es seleccionar el modelo de velocidades usado para la inversión el cual se muestra en la tabla 4.8, después se da de alta el evento sísmico a invertir (latitud, longitud, profundidad, tiempo de origen) y magnitud del evento si se tiene, posteriormente se seleccionan las trazas para cada estación involucrada en el proceso de inversión las cuales son ajustadas al tiempo de origen del evento para ser deconvolucionadas a desplazamiento como se muestra en la figura 4.4.1.

El modelado de la forma de onda se realizó en la fase de onda P en sus tres componentes EW, NS y V. Se aplicó un filtro de paso de banda en el rango entre 0.35 y 4.5 Hz para obtener el desplazamiento, ya que se pretenden recuperar los parámetros focales a partir de bajas frecuencias, eliminando el ruido producido por las ondas de dispersión de alta frecuencia y los detalles de la estructura de la corteza desconocida (Zúñiga et al., 2003; Clemente-Chavez et al., 2013).

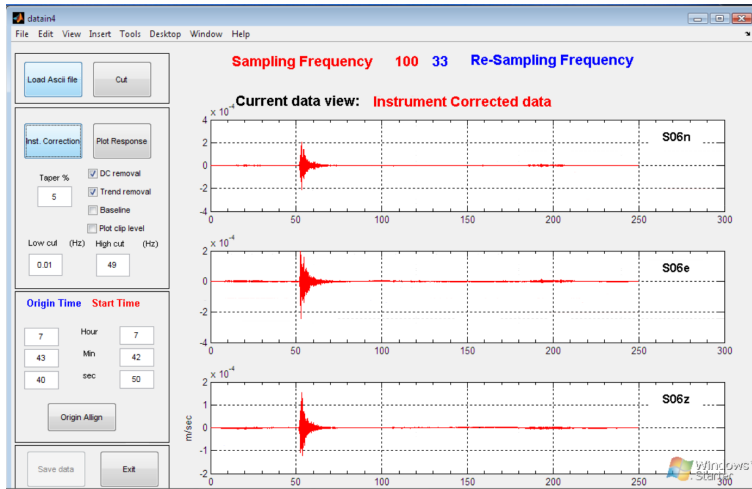


Figura 4.16: Herramienta de Isola para procesamiento y deconvolución de forma de onda usada en el proceso de inversión

Determinados los parámetros de localización, modelo de velocidades, estaciones usadas y formas de onda deconvolucionadas a desplazamiento, se realiza el cálculo de las funciones de Green donde se modela el comportamiento de la onda, así como el medio por donde viaja. Una vez calculadas las funciones de Green se realiza el proceso de inversión donde se determinan los planos solución asociados con dicho evento sísmico.

En el siguiente capítulo, se presentan los resultados de la caracterización sísmica del campo geotérmico de los Humeros durante los primeros meses de monitoreo, con base en la metodología descrita.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Función de Densidad Espectral (PSD)

Para nuestro estudio se tomó una serie de tiempo de longitud finita u_t , la cual tiene una serie de N puntos muestreados uniformemente en un intervalo de tiempo $\delta(t)$. Se analizó una serie de tiempo continua, para el análisis de la componente vertical de cada estación, en segmentos con una longitud de 1 día $T_h = 86,400s$; con una sobreposición del 50 %, distribuidos continuamente en el tiempo. La sobreposición de los segmentos en la serie de tiempo fueron usados para la reducción de la varianza en la estimación del cálculo de la PSD (Cooley y Tukey, 1965). Para nuestro estudio, se asumió que para los datos de banda ancha, cada segmento de una serie de tiempo de $3,600s$ a 200 muestras por segundo, nos genera un valor de $N = 720,00$ puntos. Así, las pruebas de un día, generan un serie de tiempo de $86,400s$ las cuales nos genera un valor de $N = 17,280,000$ puntos, los registros cuya duración es de una semana generan una serie de tiempo de $604,800s$ de donde obtenemos un valor de $N = 120,960,000$ puntos.

De los estudios realizados para bloques de un día se observó que las estaciones presentaron un aumento en el ruido antropogénico en las horas del día, mientras que por la noche este efecto disminuye como se puede observar en los espectrogramas los cuales fueron calculados por medio del uso del programa Obspy.

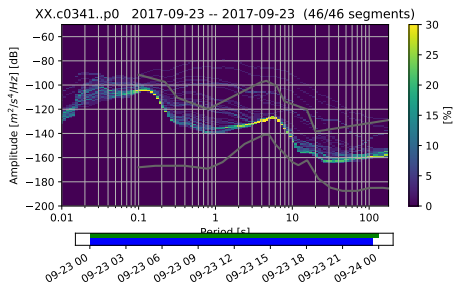
En los espectrogramas observamos que para la mayoría de las estaciones para periodos que van de $10^{-2}Hz$ hasta periodos de $10^{-1}Hz$ los decibels de amplitud aumentan para el intervalo de horas de 11 : 00am a la 01 : 00am en horario UTC las cuales corresponden a las horas 06 : 00am hasta las 08 : 00pm hora local, dicho efecto es provocado por la actividad humana en la zona, el cual es casi nulo en la noche. Para periodos de 1s hasta 10s podemos apreciar que los niveles de ruido se mantienen constantes. Por otro lado se observó que para algunas estaciones como la *DB05*, *DB13*, *DB14* para altas frecuencias $20Hz$ hasta $120Hz$ se presentan un fenómeno donde aparecen dos tendencias importantes tanto para pruebas de un día, una semana y un mes, dicho fenómeno sigue en estudio para encontrar las posibles causas.

Por otro lado se observó que existen estaciones las cuales son muy ruidosas para el caso de periodos largos en los rangos de valores de 10s hasta 100s los cuales pueden estar asociados a zonas boscosa y dicho efecto ser causado por el efecto del aire como se observa en las figuras 5.3.

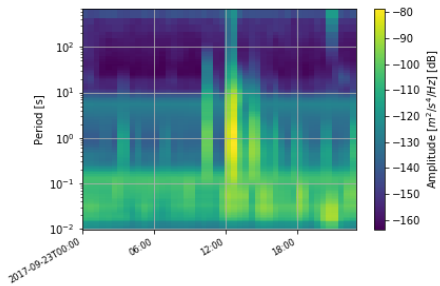
Los resultados que se muestran en las figuras 5.4, 5.5, 5.6 representan los PSD para algunas estaciones de la red sísmica GEMex donde se aprecia que el comportamiento de los niveles de ruido queda dentro de los límites de Peterson.

En la gráfica 5.4 podemos notar que para periodos de 0,2s hasta 0,01s se incrementó el nivel de ruido generado por la actividad humana, teniendo un máximo en 0,06s. En el estudio podemos apreciar que en este mismo intervalo de tiempo en la banda de 0,01s a 0,1s se tienen dos tendencias principales, siendo esto aún investigado, ya que dicho comportamiento solo aparece en algunas estaciones. Podemos apreciar tanto en el primer pico de sismicidad así como en el segundo, tenemos alta probabilidad de ocurrencia. También se observa que en la banda de 20s a 100s tenemos valores altos de ocurrencia para periodos largos .

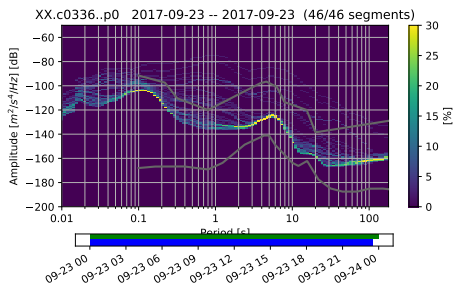
En la gráfica 5.5 podemos ver que para esta estación el nivel de ruido para la banda de 0,01s a 0,09s se mantienen en un nivel casi plano, teniendo baja influencia de ruido cultural. Se aprecia que tenemos alta pro-



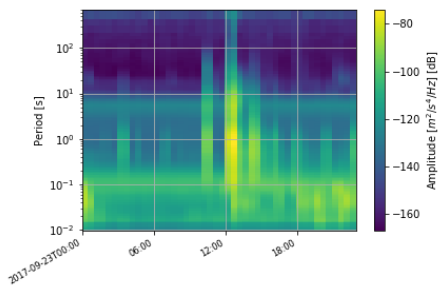
(a) PSD estación DB07



(b) Espectrograma estación DB07

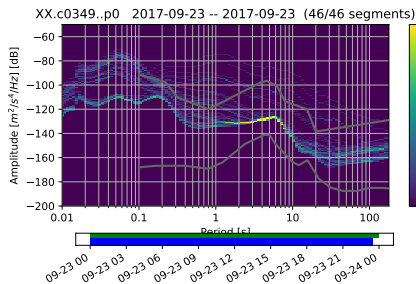


(c) PSD estación DB15

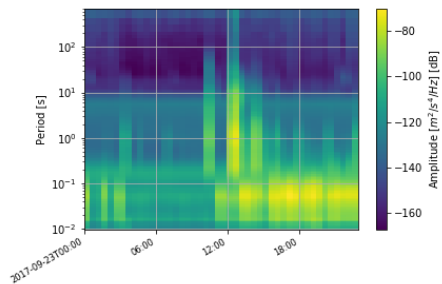


(d) Espectrograma estación DB15

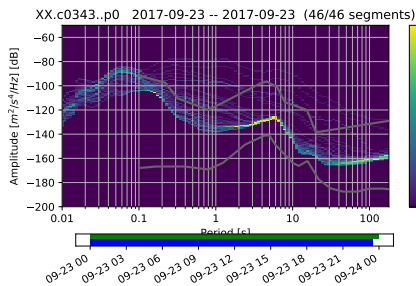
Figura 5.1: PSD y espectrograma para estaciones de la red GEMex donde se pueden apreciar los cambios de las amplitudes a lo largo de un día.



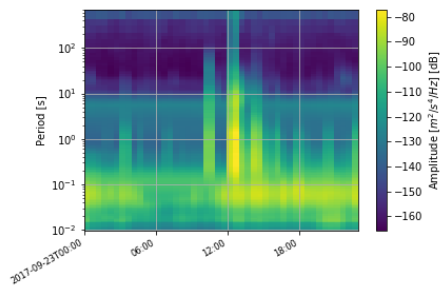
(a) PSD estación DB05



(b) Espectrograma estación DB05

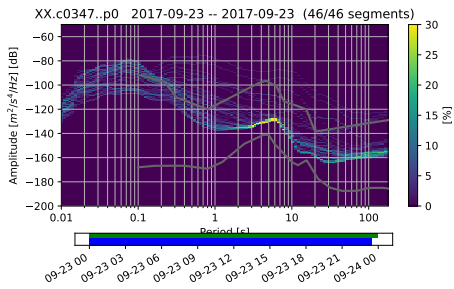


(c) PSD estación DB14

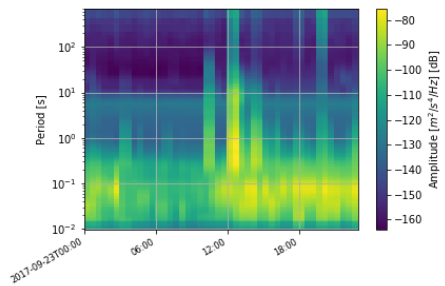


(d) Espectrograma estación DB14

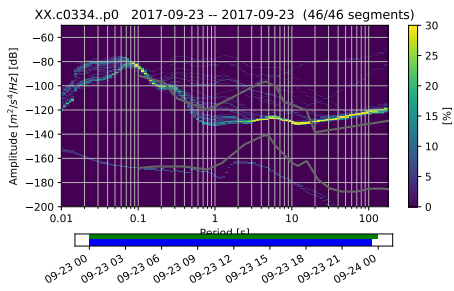
Figura 5.2: PSD y espectrograma para estaciones de la red GEMex donde se pueden apreciar dos tendencias principales para altas frecuencias.



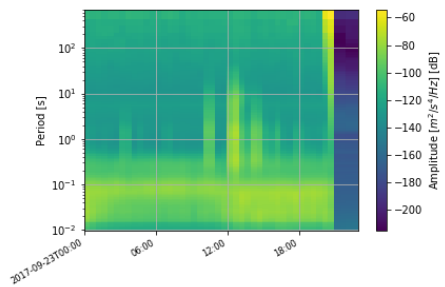
(a) PSD estación SB19



(b) Espectrograma estación SB19



(c) PSD estación SB21



(d) Espectrograma estación SB21

Figura 5.3: PSD y espectrograma para estaciones de la red GEMex donde se pueden apreciar los cambios de las amplitudes a lo largo de un día.

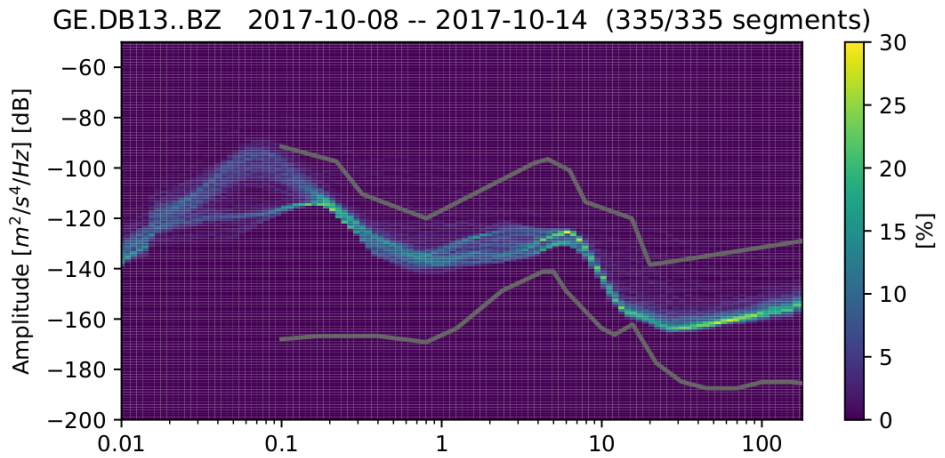


Figura 5.4: PPSD estación DB13 Semana 8 al 14 de Octubre 2017.

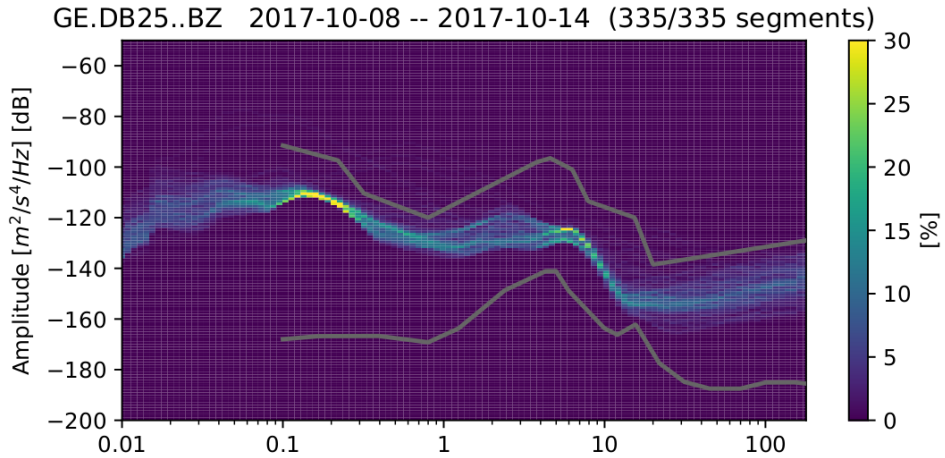


Figura 5.5: PPSD estación DB25 Semana 8 al 14 de Octubre 2017.

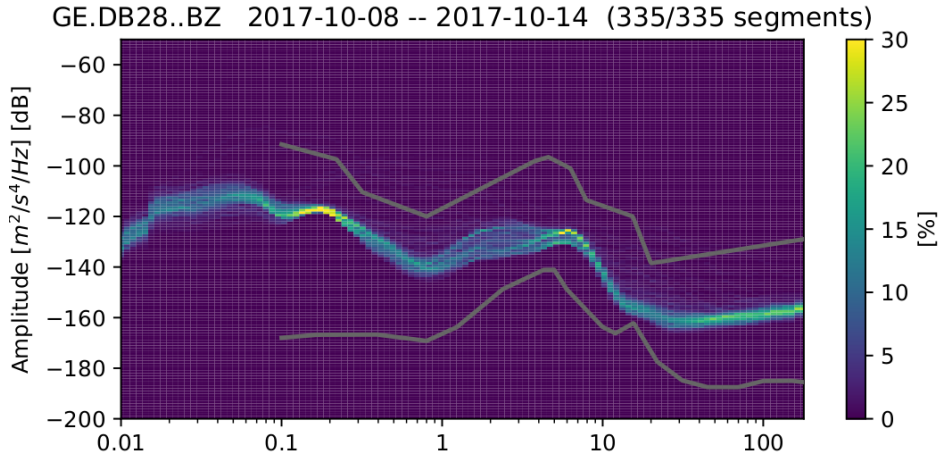


Figura 5.6: PPSD estación DB28 Semana 8 al 14 de Octubre 2017

babilidad de ocurrencia para la banda de frecuencias de $0,09s$ a $0,3s$. Para el primer pico de sismicidad ($5s$) se presenta un valor alto de probabilidad de ocurrencia, mientras que para el segundo pico ($15s$) valor la probabilidad de ocurrencia es demasiado baja.

En la gráfica 5.6 podemos ver que para esta estación el nivel de ruido para la banda de $0,01$ a $0,09s$ se mantienen en un nivel casi plano, teniendo baja influencia de ruido antropogénico. Se aprecia que tenemos un valor de ocurrencia probabilístico alto para la banda de frecuencias de $0,09s$ a $0,3s$ > comparable con el nivel de ruido de la figura 5.6. Para el primer pico de sismicidad para la banda de frecuencias de $5s$ a $8s$ se presenta un valor de probabilidad de ocurrencia alta mientras que para el segundo valor la probabilidad de ocurrencia es demasiado baja. Podemos notar que tenemos valores altos de ocurrencia para periodos largos en la banda de $30s$ a $100s$.

Mediante el uso de espectrogramas se observó que durante el mes de Octubre los periodos dentro del rango de $10^{-2}s$ hasta 10^0s la actividad antropogénica tuvo un aumento significativo entre la semana 2 y la semana

3 como se puede observar en la figura 5.8

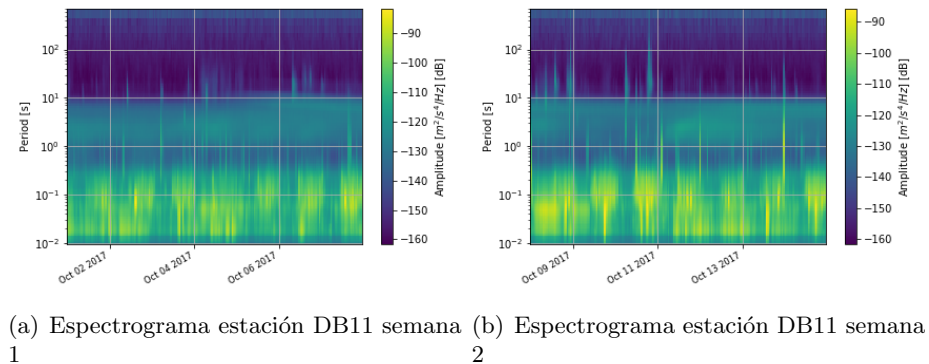


Figura 5.7: Espectrogramas semanas 1 y 2 del mes de Octubre de 2017..

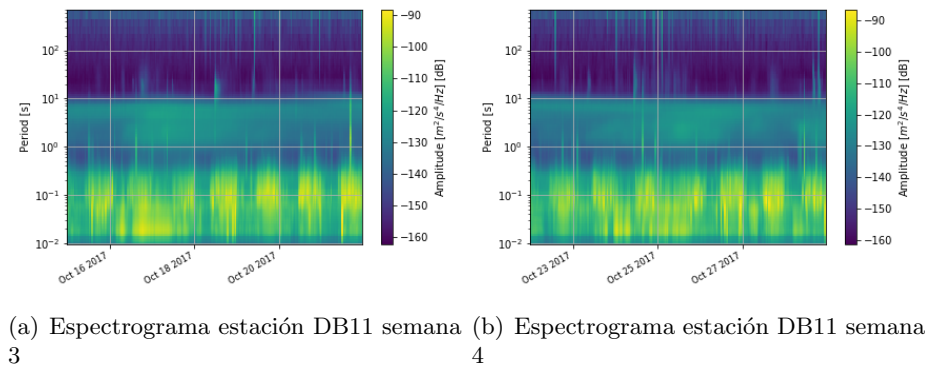


Figura 5.8: Espectrogramas figura 5,8 (a) y (b) muestran la semanas 3 y 4 del mes de Octubre de 2017 donde se apreció el efecto de la actividad antropogénica la cual aumenta en la semana 2 (figura 5,7 (b)) y semana 3 (figura 5,8 (a)) del mes de octubre del 2017 y tiende a disminuir en la 4 semana (figura 5,8 (b)).

5.2. Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros

Por medio de la red sismológica instalada en el campo geotérmico de Los Humeros, fue posible la detección de microsismicidad dentro y fuera de la caldera, obteniendo 27 eventos durante el mes de septiembre, mientras que para el mes de octubre se localizaron un total de 32 eventos. Dichos eventos aparecen solo en algunas estaciones debido a que la magnitud de los eventos es baja (magnitud de coda menor a 2.4) así como a los niveles de ruido o al contenido de frecuencias dominantes, siendo en algunos casos esto un factor determinante para en la localización debido a que las fases P y S quedan enmascaradas dentro de los niveles de ruido. Otro factor para la no detección de sismos en todas las estaciones es la distancia entre el evento y las estaciones sismológicas.

En la tabla 5.1 se presentan los eventos registrados en el mes de septiembre del año 2017, donde la sismicidad se distribuyó a lo largo del campo geotérmico. La sismicidad esta asociada tanto a reinyección de fluidos (zona norte) como sugieren los trabajos de Lermo et al. (2001; 2002; 2005; 2008), así como a eventos tectónicos superficiales debido a la profundidad de los eventos detectados (zona norte y sur).

Cuadro 5.1: Eventos sísmicos localizados durante el mes de septiembre de 2017

Evento	Hora	Latitud	Longitud	Prof.(Km)	rms	Magnitud
01/09/2017	20:14.49	19.688	-97.373	2.5	0.47	1.8
05/09/2017	08:44.43	19.627	-97.411	4.8	0.51	2.1
08/09/2017	05:21.57	19.647	-97.428	2.5	0.16	0.8
08/09/2017	09:09.07	19.593	-97.480	8.4	0.18	2.1
09/09/2017	07:21.46	19.687	-97.485	0.7	0.3	1.9
09/09/2017	07:41.57	19.635	-97.450	0.9	0.13	1.9
10/09/2017	21:16.59	19.615	-97.424	2.5	0.11	1.5
11/09/2017	07:09:52	19.627	-97.360	1.3	1.37	2.4
11/09/2017	09:44.56	21.440	-96.733	1.2	0.04	N
13/09/2017	06:13.32	19.650	-97.440	1.4	0.06	N
13/09/2017	08:35.18	19.758	-97.442	5.8	0.28	N
13/09/2017	15:50.12	19.678	-97.431	4.0	0.35	N
13/09/2017	18:35.48	19.618	-97.459	1.3	0.2	N
14/09/2017	07:23.25	19.638	-97.468	2.5	0.31	1.5
14/09/2017	07:30.58	19.685	-97.437	4.5	0.15	N
14/09/2017	19:21.12	19.693	-97.455	1.3	0.17	N
15/09/2017	02:09.26	19.643	-97.442	1.1	0.16	N
16/09/2017	07:43.40	19.637	-97.423	5.1	0.03	N
17/09/2017	15:17.06	19.695	-97.450	0.6	0.04	N
18/09/2017	07:04.40	19.661	-97.423	2.0	0.24	N
19/09/2017	18:10:30	19.692	-97.456	1.6	0.15	1
21/09/2017	22:41:52	19.688	-97.462	2.5	0.17	N
22/09/2017	19:57:39	19.689	-97.458	2	0.04	2
27/09/2017	20:14.06	19.666	-97.457	2.5	0.09	2.5
27/09/2017	22:45.56	19.665	-97.448	2.6	0.13	N
30/09/2017	00:30.35	19.696	-97.465	1.0	0.2	N

Cuadro 5.2: Eventos sísmicos localizados durante el mes de octubre de 2017

Evento	Hora	Latitud	Longitud	Prof. (Km)	rms
02 Octubre 2017	23:17.52	19.686	-97.457	2.7	0.31
05 Octubre 2017	04:48.18	19.645	-97.458	1.9	0.26
05 Octubre 2017	22:10.44	19.678	-97.471	0.2	0.34
07 Octubre 2017	21:58.01	19.670	-97.453	1.9	0.20
08 Octubre 2017	23:31.59	19.685	-97.452	2.3	0.14
08 Octubre 2017	23:40.57	19.686	-97.449	1.9	0.17
10 Octubre 2017	18:11.44	19.665	-97.461	1.9	0.22
10 Octubre 2017	18:12.54	19.667	-97.460	2.2	0.12
15 Octubre 2017	18:39.56	19.669	-97.450	1.8	0.19
17 Octubre 2017	12:35.32	19.672	-97.438	3.0	0.18
17 Octubre 2017	12:35.32	19.674	-97.433	2.3	0.23
19 Octubre 2017	04:56.22	19.688	-97.454	3.4	0.19
19 Octubre 2017	04:56.22	19.693	-97.455	2.5	0.20
19 Octubre 2017	08:52.07	19.675	-97.436	3.1	0.16
19 Octubre 2017	08:52.07	19.675	-97.435	3.1	0.13
19 Octubre 2017	09:01.47	19.674	-97.443	2.4	0.14
19 Octubre 2017	09:01.47	19.675	-97.437	2.7	0.10
20 Octubre 2017	08:05.02	19.692	-97.457	0.7	0.12
21 Octubre 2017	09:43.56	19.699	-97.480	7.7	0.21
22 Octubre 2017	08:14.21	19.691	-97.457	1.6	0.08
22 Octubre 2017	08:14.21	19.689	-97.458	0.6	0.07
24 Octubre 2017	03:34.31	20.048	-97.065	2.5	0.17
24 Octubre 2017	11:05.57	19.908	-97.208	5.7	0.19
26 Octubre 2017	17:22.59	19.688	-97.461	2.6	0.07
27 Octubre 2017	05:48.10	19.507	-97.322	28	0.26
27 Octubre 2017	06:50.54	19.691	-97.451	1.5	0.23
28 Octubre 2017	05:01.12	19.688	-97.458	2.5	0.08
28 Octubre 2017	05:20.26	19.615	-97.378	2.5	0.24
29 Octubre 2017	16:27.50	19.690	-97.458	1.6	0.22
30 Octubre 2017	20:49.02	19.691	-97.460	4.3	0.19
31 Octubre 2017	04:05.02	19.683	-97.448	3.0	0.08
31 Octubre 2017	05:11.14	19.662	-97.458	12.0	0.19

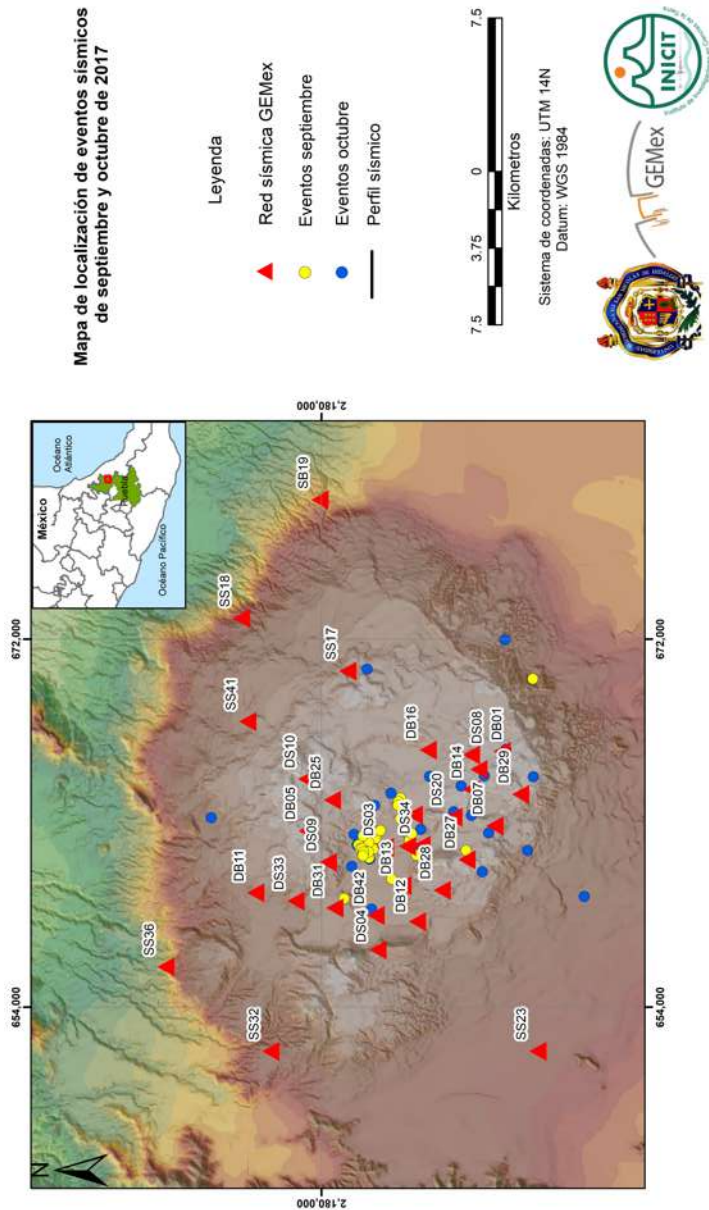


Figura 5.9: Localización de eventos sísmicos ocurridos en el mes de septiembre y octubre de 2017. Se muestran también los mecanismos focales construidos para los eventos ocurridos el 13, 16 y 27 de septiembre de 2017.

Los eventos sísmicos presentados en las tablas 5.1 y 5.2 se representan en la imagen 5.2 y corresponden a un total de 59 eventos sísmicos ocurridos en los meses de septiembre y octubre de 2017.

La mayoría de los eventos localizados tuvieron profundidades menores a 3km y magnitudes de coda menores a 2,4. Gran parte de los eventos ocurridos en el mes de octubre se localizaron en la parte *NW* del campo muy cerca de la zona productora y tuvieron profundidades someras por lo cual se asocia a dichos eventos con la actividad productora del campo. Para los eventos ocurridos en el mes de septiembre de 2017 localizados en la zona *S* del campo se pueden asociar con la actividad tectónica.

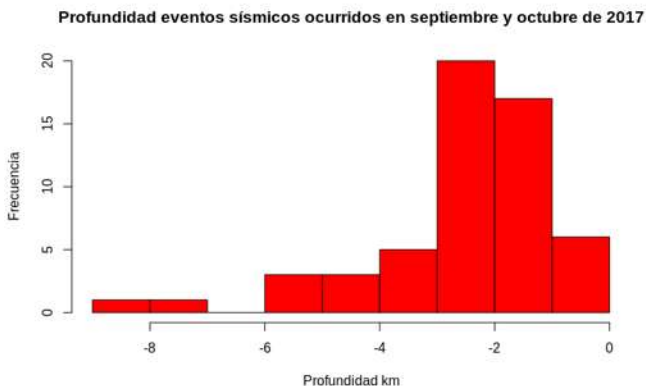


Figura 5.10: Histograma para eventos sísmicos ocurridos en septiembre y octubre de 2017.

Podemos notar que los eventos sísmicos ocurridos en el mes de septiembre tienen una distribución espacial tanto en la zona *N* como en la zona *S* del campo, mientras que los eventos localizados en el mes de octubre tienen una distribución centrada principalmente en la zona *NW* del campo muy cerca de la zona productora del campo.

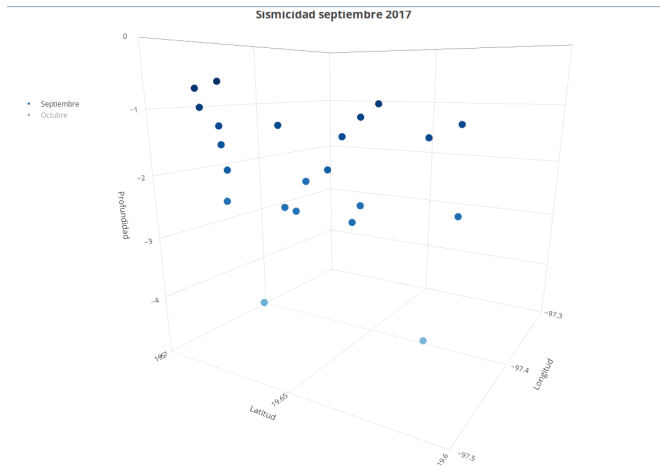


Figura 5.11: Distribución de sismicidad para el mes de septiembre de 2017

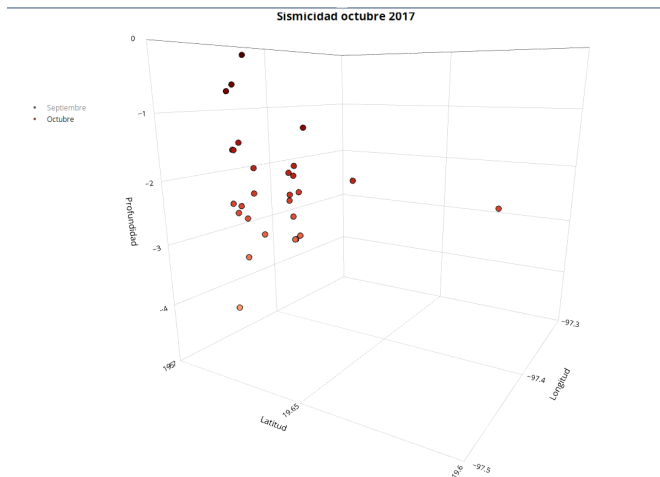


Figura 5.12: Distribución de sismicidad para el mes de octubre de 2017

En las dos figuras anteriores se pueden visualizar los eventos sísmicos de septiembre y octubre de 2017 respectivamente, mientras que en la figura

5,13 se visualizaron ambos meses. En la siguiente figura se pudo observar que la sismicidad del mes de octubre se concentra más en una sola zona.

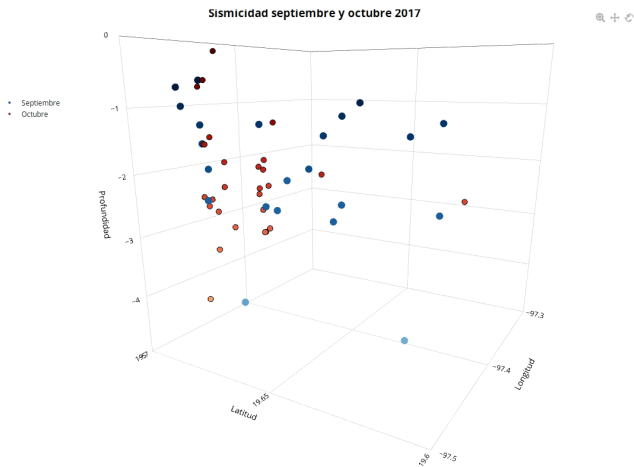


Figura 5.13: Distribución de sismicidad para el mes de septiembre y octubre de 2017

5.3. Mecanismos Focales

Como resultado del proceso de inversión por medio del software ISOLA, se obtuvieron los mecanismos focales presentado en la tabla 5.3 para tres eventos ocurridos en el mes de septiembre de 2017.

Cuadro 5.3: Mecanismos focales obtenidos para los eventos ocurridos el día 13, 16 y 27 de Septiembre de 2017.

Parámetros\Evento	13 Septiembre	16 Septiembre	27 Septiembre
Latitud	19.650 N	19.637 N	19.665 N
Longitud	-97.440 W	-97.424 W	-97.448 W
Profundidad	1.4 km	5.1 km	2.6 km
Plano 1	Strike:349 Dip:53 Rake:-123	Strike: 28 Dip: 67 Rake:-160	Strike: 301 Dip: 43 Rake: -116
Plano 2	Strike: 218 Dip: 47 Rake: -52	Strike: 290 Dip: 71 Rake:-23	Strike: 155 Dip: 52 Rake:-67
Porcentaje VOL	48.5 %	36.2 %	52.7 %
Porcentaje DC	12.69 %	37 %	26.5 %
Porcentaje CLVD	38.8 %	26.8 %	21.1 %
Magnitud de Momento	2.2	1.4	1.7

En la figura 5.3 muestra los mecanismos focales para los eventos del 13, 16 y 27 de septiembre de 2017. El mecanismo presentado en color azul corresponde al evento ocurrido el día 13 de septiembre, el mecanismo presentado en color amarillo corresponde al evento ocurrido el día 16 de septiembre y el mecanismo presentado en color negro corresponde al evento ocurrido el día 27 de septiembre.

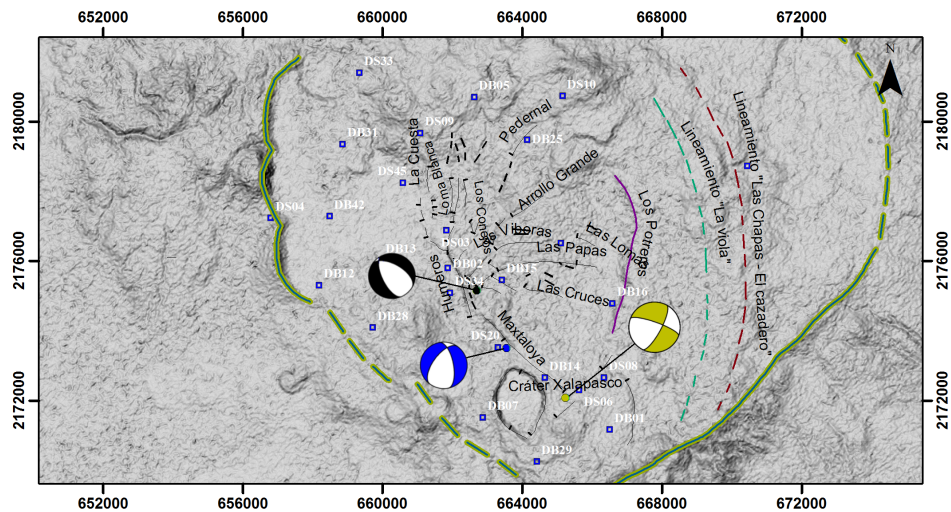


Figura 5.14: Mecanismos focales asociados a eventos sísmico del día 13 (color azul), 16(color amarillo) y 27 (color negro) de septiembre del 2017 (modificado de Carrasco-Núñez et al., 2017).

Para el evento registrado el día 13 de septiembre de 2017 hora 06 : 13 : 32,70 y parámetros de localización: latitud: 19,650, longitud: $-97,440$ y profundidad: $1,4\text{ km}$ se tomaron las estaciones $DB01$, $DB07$ y $DS08$ para el proceso de inversión (Ver Figura ??) mediante el cual obtuvimos como resultado dos planos solución: P_1 **Strike: 349 Dip: 53 Rake: -123** y P_2 **Strike: 218 Dip:47 Rake: -52**. Si consideramos el plano solución P_2 , corresponde a una **falla normal con componente lateral derecha** de donde podemos mencionar lo siguiente:

Uno de los planos del mecanismo focal (P2 en la tabla 5.3) coincide con el rumbo $NW - SE$ de la falla Maxtaloya pero con una inclinación (rake) 90 grados con respecto al plano sugerido por Carrasco et al. (2012). Es posible que el plano de falla obtenido este determinado por una falla antitética a la falla Maxtaloya.

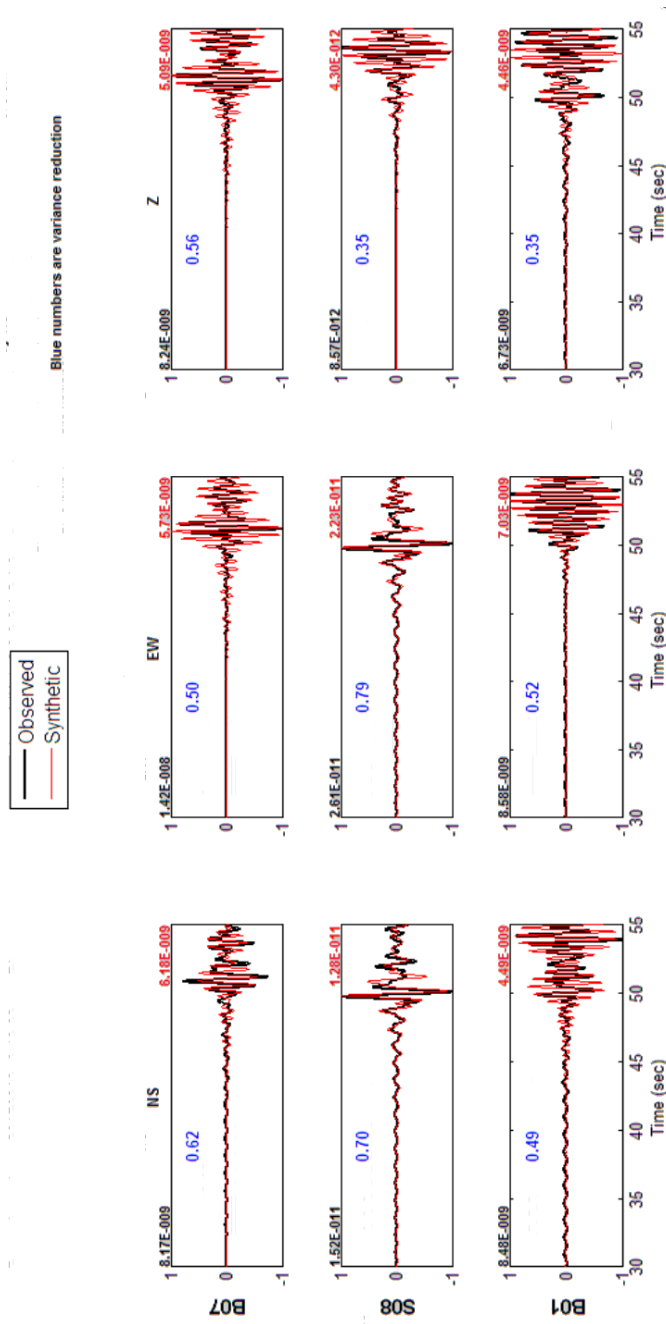


Figura 5.15: Comparación entre sismograma sintético contra experimental para evento sísmico del día 13 de Septiembre del 2017 hora 06 : 13 : 32,70

Para el evento registrado el día 16 de septiembre de 2017 hora 07 : 43 : 40 y parámetros de localización: latitud: 19,637, longitud: $-97,423$ y profundidad: 5,1 *km* se tomaron las estaciones *DS03*, *DS06*, *DB11*, *DB13* y *DB15* para la realización del proceso de inversión mediante el cual se obtuvo como resultado dos planos de falla : P_1 **Strike: 28 Dip: 67 Rake: -160** y P_2 **Strike: 290 Dip:71 Rake: -23**. Uno de los planos solución (P_2 en la tabla 5.3) estaría asociado a una **falla Normal con componente lateral derecha** y coincide con el rumbo de la falla Maxtaloya *NW – SE*, por lo que es posible que este esté asociado a la actividad tectónica de la misma pero está rotado 90 grados con respecto al plano sugerido por Carrasco et al. (2012).

El evento se localizó a una profundidad de 5,1 *km* y es posible que el plano obtenido este determinado por una falla antitética a la falla Maxtaloya, debido a que el plano solución es opuesto al plano sugerido por Carrasco et al. (2012).

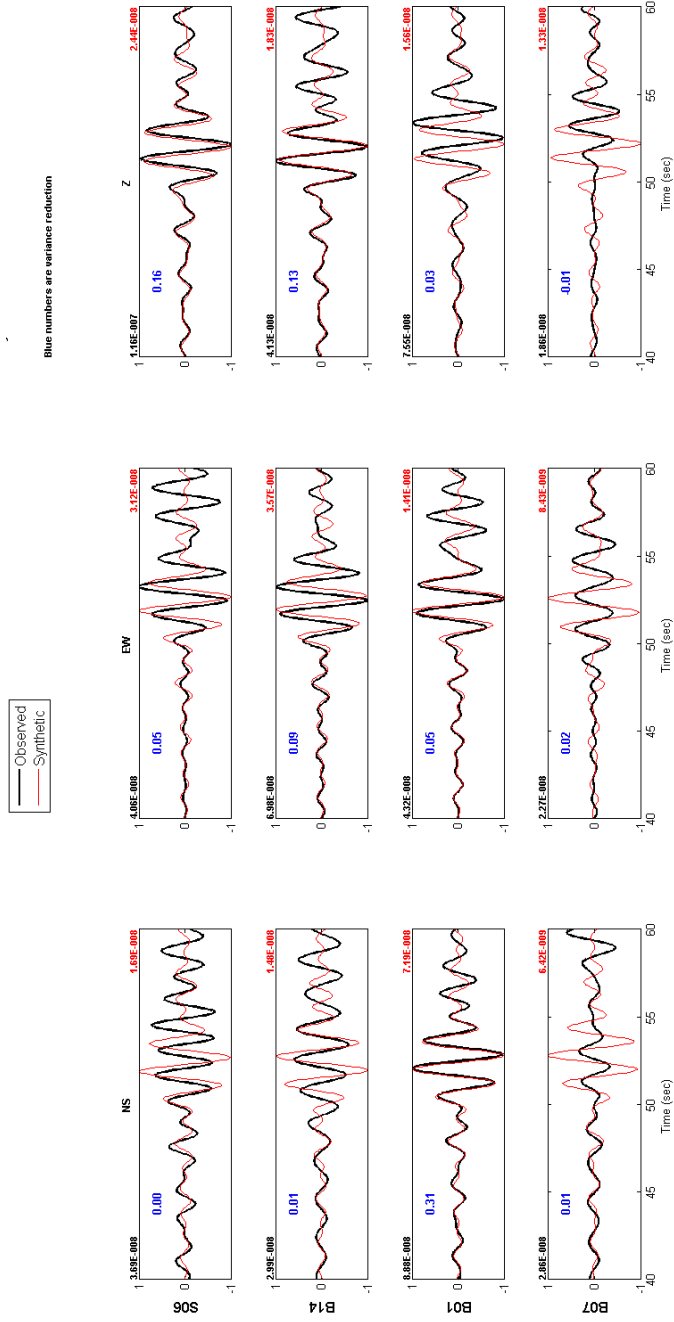


Figura 5.16: Comparación entre sismogramas sintéticos contra experimental para el evento sísmico del día 16 de Septiembre de 2017 hora 07:43:40

Para el evento registrado el día 27 de septiembre de 2017 hora 22 : 45 : 56 y parámetros de localización: latitud: 19,665, longitud: $-97,448$ y profundidad: 2,6 *km* se tomaron las estaciones *DB02*, *DB13*, *DB14* y *DB15* para la realización del proceso de inversión mediante el cual se obtuvieron como resultado dos planos de falla : P_1 **Strike: 301 Dip: 43 Rake: -116** y P_2 **Strike: 155 Dip:52 Rake: -67**. Uno de sus planos solución (P1 en la tabla 5.3) obtenido del proceso de inversión coincide con la ubicación y orientación del plano de la falla las papas, con lo que es posible que este esté asociado a la actividad tectónica de la misma. Uno de sus planos solución (P2 en la figura ??) obtenido del proceso de inversión coincide con la ubicación y orientación del plano de la falla Maxtaloya, con lo que es posible que este esté asociado a la actividad tectónica de la misma.

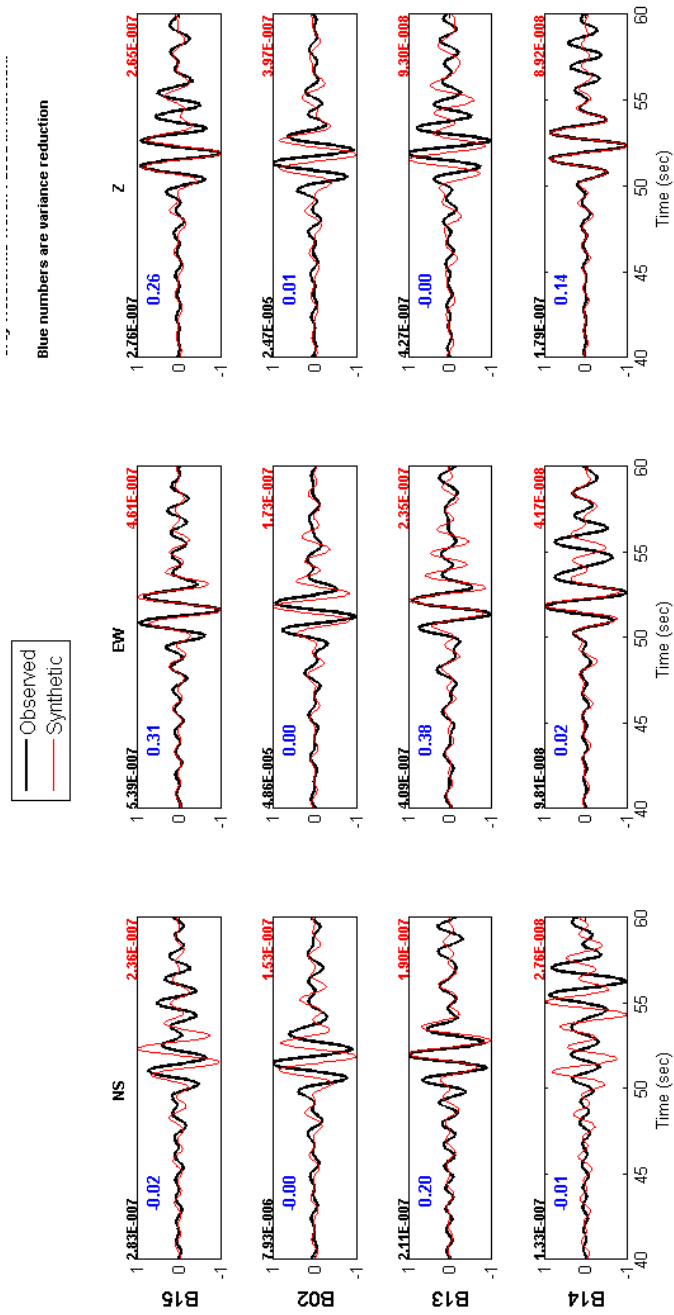


Figura 5.17: Comparación entre sismogramas sintéticos contra experimental para evento sísmico del día 27 de Septiembre de 2017 hora 22 : 45 : 56.

5.4. Discusión

Mediante la caracterización de los niveles de ruido sísmico para las estaciones de la red sísmica GEMex a través del uso de PSD, se observó que los niveles de ruido son aceptables dentro de los estándares establecidos por Peterson (1993). En los registros se pudo observar que el nivel ruido registrados en las estaciones de la red caen dentro de los límites tanto superior (NHNL) como inferior (NLNL), siendo estos límites un referente para la determinación de la calidad de los registros en una estación.

Debido a las bajas magnitudes de los eventos sísmicos que ocurren dentro del campo (magnitudes de coda $< 2,2$) es difícil detectar los eventos en todas las estaciones de red ya que en algunas estaciones las fases de los eventos quedan enmascaradas dentro del ruido. Otro factor importante a resaltar y por el cual no se hace inversión de todos los eventos sísmicos presentados es que su cobertura azimutal no es buena con lo cual no se tendría un buen ajuste al momento de hacer las inversiones. La mala cobertura para algunos eventos se dió por los siguientes factores: al momento de su ocurrencia del evento la red no estaba instalada completamente, la pérdida de datos en algunas estaciones y la falta de certidumbre en el marcado de fases sísmicas causada por la baja magnitud del evento, así como la distancia entre el hipocentro y la estación con lo cual las fases sísmicas quedaron enmascaradas dentro del ruido.

De los resultados de PSD y los análisis de espectrogramas podemos observar que durante el día el ruido cultural aumenta considerablemente en los intervalos de horas que van de las 07 : 00 am hasta las 08 : 00 pm esto debido a la actividad humana registrada en la zona. Otro efecto que se observó es que muchas estaciones que se encuentran instaladas dentro de zonas boscosas registran el efecto causado por los árboles y el viento los cuales inducen periodos largos como muestra la figura 5.4.

Se observó en los registros semanales para el mes de octubre de 2017 para las estaciones sísmicas de la red GEMex mediante el uso de espectrogramas que los periodos que van desde 0,1seg hasta 0,5seg que los niveles de energía comprendidos en el rango de -110 dB y -130 dB tiende a dis-

minuir su probabilidad de ocurrencia semana a semana, lo cual también ocurre para periodos en el rango de 5 s hasta 10s y niveles de energía en el rango de -130 d B y -160 dB.

Para el caso de la localización de la sismicidad para los meses de septiembre y octubre del 2017, se encontraron 59 eventos sísmicos distribuidos a lo largo del campo geotérmico los cuales tiene un margen de error de localización menor a $500m$, tanto en latitud como en longitud, sin embargo para la profundidad los errores de localización son del orden de $1000m$, esto debido principalmente a que el modelo de velocidad no es el adecuado por los motivos presentados al inicio de la sección de mecanismos focales, lo cual se contrasta con las profundidades de localización de los evento donde tenemos eventos muy someros ($> 1km$ de profundidad), por este motivo es necesario mejorar el modelo de velocidades para para reducir la incertidumbre de localización en profundidad, ya que la profundidad juega un papel importante en la determinación de la solución para el mecanismo focal.

Se observó que la sismicidad registrada durante el mes de septiembre de 2017 se concentró tanto en la zona norte (cerca de los pozos productores) así como en la zona sur, mientras que durante el mes de octubre de 2017 la sismicidad se concentra principalmente en la zona norte del campo lo cual nos sugiere que la sismicidad ocurrida durante el mes de septiembre posiblemente fue inducida por los eventos tectónicos ocurridos tanto el 7 como el 19 de septiembre de 2017.

Se optó por la construcción del mecanismo focal para los eventos ocurridos el 13, 16 y 27 de septiembre de 2017 Figura (5.3) debido a su lejanía con los pozos productores, obteniendo los resultados presentados en la tabla 5.3 donde se observó que dichos eventos posiblemente esten ligados con la actividad tectónica de la zona ya que alguno de los planos solución coinciden con la falla Maxtaloya presentada en los estudios realizados por Urban y Lermo (2013). Sin embargo para los eventos ocurridos los días 13 y 16 de Septiembre de 2017 los cual tiene una profundidad de $1,4$ km y $5,1km$ respectivamente uno de sus planos solución aparece rotado cerca de 90 grados con respecto a la inclinación (rake) de la falla Maxtaloya, lo cual nos indicaría por la geología y la orientación de las estructuras principales

NE – SW la posible existencia de fallas antitéticas.

Cabe resaltar que la profundidad de los eventos, a los que les determinamos el mecanismo focal, no es la misma como se puede apreciar en la figura 5.4

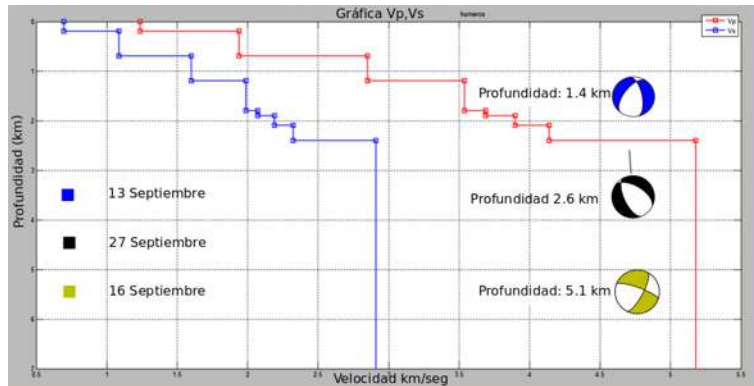


Figura 5.18: Profundidad de los eventos ocurridos el 13 y 16 de Septiembre de 2017

esto nos sugiere que tanto el evento ocurrido el día 13 y 16 de septiembre de 2017 están relacionados con un conjunto de fallas paralelas a la falla Maxtaloya generadas bien por subsidencia o por un rompimiento del bloque de techo el cual generó un conjunto de fallas antitéticas. Con base en la inversión de primeros arribos del evento ocurrido el 27 de septiembre de 2017 y tomando en cuenta que tenemos para este evento en particular un error en localización tanto en longitud como latitud de cerca de 600 metros y el cual tiene una profundidad de 2,6km, podemos decir que esta posiblemente está asociado con la falla Maxtaloya o con la falla las papas, tanto por su profundidad como por su orientación ya que los dos planos solución se pueden asociar tanto con el plano sugerido por Carrasco et al., (2012) para la falla Maxtaloya como para la falla las papas.

Capítulo 6

Conclusiones

Durante la realización de este trabajo se realizó un estudio de los registros obtenidos durante los meses de septiembre y octubre del 2017, donde se localizaron 59 eventos sísmicos. Debido a la complejidad de la sismicidad en esta zona, el análisis de la localización y mecanismos focales representan una herramienta útil para la interpretación del contexto sismotectónico presente en el área.

Se observó que el campo de los Humeros Puebla cuenta con una actividad tectónica alta en relación a los trabajos previos publicados por Ponce et al. (1997), Lermo et al. (1999), Lermo et al. (2001), Lermo et al. (2005), Lermo et al. (2008) y Lermo et al. (2013), esto debido principalmente a que la cobertura de la red sísmica GEMex es mucho mayor, con lo cual es posible detectar una mayor cantidad de eventos.

La metodología para la localización utilizada consistió en encontrar los eventos con menor *rms* posible, pero sin forzar el modelo a que se ajustará a la solución propuesta por el modelo teórico, el cual cuenta con una función de auto-marcado de fases, las cuales no siempre son consistentes con las fases reales de los registros. Para el proceso de localización se obtuvo un índice de error muy bajo como lo muestran los valores de *rms* presentados en las tablas de localización de sismicidad. Cabe mencionar que la profundidad del foco es muy somera para los eventos ($< 6km$), lo que sugiere la utilización de otros métodos para una mejor solución en la componente

vertical donde se tiene un error en la localización de hasta $1,4km$ de profundidad, mientras que para las componentes $N - S$ y $E - O$ el error en localización es menor a $500m$.

Es necesaria la construcción de un nuevo modelo de velocidades mas preciso para la localización de eventos, ya que el modelo actual presenta un solo bloque de velocidades para profundidades de $2,4 km$ hasta $30 km$ además de que el modelo se ha generalizado para todo el campo geotérmico durante el desarrollo de esta tesis.

Considerando lo anterior, la obtención de las soluciones de mecanismo focal a través de la inversión del Tensor de Momento Sísmico para los eventos registrados nos permitió caracterizar tres eventos sísmicos probablemente asociados con actividad tectónica.

De los resultados obtenidos mediante la inversión del tensor de momento para eventos en el centro del campo así como en la parte sur los cuales por su localización así como por la solución de los planos de falla los cuales mostramos en la tabla 5.3 podemos sugerir que estos eventos son causados por actividad de la falla Maxtaloya.

Con base en su profundidad, es posible que el evento ocurrido el día 13 de Septiembre de 2017, con profundidad de $1,4km$ y un plano de falla antitético con respecto a la orientación del plano de la falla Maxtaloya, haya sido disparado como función de los procesos de inyección o extracción de fluido, esto debido a la cercanía de los pozos con dicha falla o bien, se pudo ser generado por la activación o reactivación de la falla Maxtaloya debido al cambio de regimen tectónico ocasionado por el evento ocurrido el 7 de Septiembre de 2017. Para el evento ocurrido el día 16 de Septiembre de 2017 con profundidad de $5,1 km$, es probable que haya sido disparado como consecuencia del cambio en el regimen tectónico ocasionado por el evento ocurrido el 13 de Septiembre o bien por que la falla sigue siendo activa. El evento ocurrido el día 27 de septiembre de 2017 por su localización y planos solución se puede asociar tanto a la falla Maxtaloya como a la falla las papas siendo este evento generado por actividad de alguna de estas fallas.

Es necesario continuar con el proceso de inversión del Tensor de Momento para los sismos posiblemente asociados a fallas dentro del campo geotérmico de Los Humeros, continuando con la localización de la sismicidad y con el uso de modelos de velocidades locales dentro del campo geotérmico, es importante mencionar que estos estudios ya se están realizando por los colaboradores del paquete tecnológico 5.2 del proyecto GE-Mex.

Capítulo 7

Bibliografía

Aki, K., y Richards, P.G., (1980). Quantitative Seismology, Theory and Methods. Volume I, San Francisco.

Antayhua, Y., (2007). Seismicity of the Los Humeros-Puebla geothermal field (1997-2004), its relationship with the local wells and tectonics (in Spanish). Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, MSc thesis, 136 pp.

Arfken, G. B., y Weber, H. J., (2005). Mathematical Methods for Physicists, Burlington, MA.

Armestead, H.C., (1983). Geothermal Energy: Its Past, Present and Future Contributions to the Energy Needs of Man, Spon Press, 2nd edition, pp. 448.

Armstead, H. C., (1989). Energía Geotérmica. Limusa, México. pp. 504.

Bertani, R., (2015). Geothermal Power Generation in the World 2010-2014, Update Report, Proceedings World Geothermal Congress 2015, Australia, pp. 19-25.

Bormann, P., (2002). IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (Vol. 1).

Bormann, P., (2002). IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (Vol. 2).

Campos-Enríquez, O. y J. Arredondo-Fragoso, (1992). Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico; structure and associated geothermal system. *Journal Volc. Geotherm. Research*, Vol. 49, pp. 69-90.

Campos-Enríquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., ANDaverde, J.A., (2005). Application of the Gauss theorem to the study of silicic caldera: The calderas of La Primavera, Los Azufres and Los Humeros (México), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 14(1-2), pp. 39-67.

Carrasco-Núñez, G., Branney, M., (2005). Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bull. Volcanol.* 68, 3-20.

Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M.J., Norry, M., Willcox, C., (2012). Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intraplinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 124, 1793-1809.

Carrasco-Núñez, G., Arzate, J., Bernal, J. P., Carrera, J., Cedillo, F., Dávila-Harris, P., (2015). A New Geothermal Exploration Program at Los Humeros Volcanic and Geothermal Field (Eastern Mexican Volcanic Belt).

Carrasco-Núñez, G., Hernandez, J., De León, L., Dávila, P., Norini, G., Bernal, J. P., Jicha, B., Navarro, M., y López, P. (2017). Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Terra Digitalis*.

Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., y Vargas, V. (2017). Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, 67, 1-17.

Castillo-Roman, J., Verma, SP., Andaverde, J., (1991). Modelling of temperature under the Los Humeros Caldera, Puebla, México, in terms of magam chamber depth, *GeoFIS. Internat.*, v. 30, pp. 149-172.

Comisión Federal de Electricidad (2010). Disponible en: www.cfe.gob.mx

Clemente-Chavez, A., Figueroa-Soto, A., Zúñiga, F. R., Arroyo, M., Montiel, M., y Chavez, O. (2013). Seismicity at the northeast edge of the Mexican Volcanic Belt (MVB) and activation of an undocumented fault: the Peñamiller earthquake sequence of 2010–2011, Querétaro, Mexico. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(10), 2521-2531.

Cooley, J. W., y Tukey, J. W., (1965). An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Mathematics of computation*, 19(90), 297-301.

COMESA, (1998). Informe sismológico final (Vibrosismo). Sísmica 2D. Campo Geotérmico de Los Humeros. Informe RHU-002/98 para la Comisión Federal de Electricidad. Inédito

Dickson, M. H., y Fanelli, M., (2005). Geothermal energy: utilization and technology,. *Earthscan, an imprint of James & James.*

Ferriz, D. H. y Mahood, A., (1984). Eruption rate and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico. *J. Geophys. Res*, 89, (10), 8511-8524.

Figueroa-Soto, A., Clemente-Chavez, A., Zúñiga Dávila, F. R. (2010). Deconvolucion de sismogramas digitales y determinacion del ruido sísmico para el sismógrafo Trillium Compact 120 instalado en el campus Juriquilla de la UNAM. *Bol-e (Órgano del Comunicado electrónico del Centro de Geociencias de la UNAM) Vol. 6, No. 1.*

González-Partida, E., Tello Hinojosa, E., Verma Pal. (2001). Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros

Puebla México. Ingeniería Hidráulica en México, v. 16(2), pp 185-194.

Havskov, J. , Ottemoller, L., (2009) "SEISAN The Earthquake analysis software. Versión 8.0. Preliminary Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway. 250 p.

Haykin S., (2002) Sistemas de Comunicación, Limusa, México.

Hiriart L. B. G. y Gutiérrez-Negrín L. C. A., (2003). Main aspects of geothermal energy in Mexico, Geothermics, v. 32, (4-6), pp. 389-396.

Hjörleifsdóttir, V., Singh, S. K., y Husker, A. (2016). Differences in epicentral location of Mexican earthquakes between local and global catalogs: An update. Geofísica internacional, 55(1), 79-93.

Jackson J, Fitch T., (1979). Seismotectonic implication of the relocation aftershock sequences in Iran and Turkey: an application of the master event technique. Geophys J R astr Soc, 57: 209–229

Lay, T., y Wallace, T. C. 1995, Modern Global Seismology (New York: Academic)

Lee, W., Bennet, R. y Meagher, L., (1972). A method for estimating magnitude of local earthquake from signal duration. U. S. Geological Survey. Open File Report.

Lermo, J., Guerrero, J., Soto, J. y Machorro, G., (1999). Procesado e interpretación de datos sísmicos de la red sismológica del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Memoria del XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Veracruz, México, pp. 127-136.

Lermo, J., J. Soto, C. Lorenzo, H. Mijares y J. Flores, (2001). Estudio de la sismicidad del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Fase III. CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe Técnico DEX-HU-02/01. Inédito.

Lermo, J., Lorenzo, C., Kemper, W. y Kemper, H., (2002). Mantenimiento preventivo y calibración del equipo electrónico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe Técnico GF-HU-00/2002. Inédito.

Lermo J., Lorenzo, C., Espitia, G. y Antayhua, Y., (2005). Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Instrumentación y operación de la Red Sismológica. CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe Técnico GF-HU-01-05. Inédito.

Lermo, J., Antayhua Y., Quintanar L., y Lorenzo C., (2008). Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos, Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, Vol. 21, No. 1, p 25-4

Lermo, J.F., Lorenzo, C., Antayhua, Y., Ramos, E., Jiménez, N., (2016). Sísmica pasiva en el campo geotérmico de los Humeros, Puebla-México y su relación con los pozos inyectoros, in: XVIII Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, Lima, Perú, p. 5.

Lomax, Anthony , Virieux, Jean, Volant, Philippe, Berge-Thierry, Catherine., (2000). Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models. 10.1007/978 - 94 - 015 - 9536 - 0_5.

McNamara, D. E., y Buland, R. P., (2004). Ambient noise levels in the continental United States. Bulletin of the seismological society of America, 94(4), 1517-1527.

Perez, A. y Callejas, J.L., (2011). Memoria del estudio geotérmico de la provincia de Granada, Tesis de Maestría, Universidad de Granada, España, pp. 5.

Peterson, J., (1993). Observation and modeling of seismic background noise. USGS Open-file report 93-322.

Ponce, L. y C. Rodríguez, (1977). Microearthquake activity associated

to Los Humeros caldera, Mexico: Preliminary survey. *Geofísica Internacional*, Vol. 17-4, pp. 461-478.

Pujol, J. (2000). Joint event location – the JHD technique and applications to data from local networks. In: Thurber, C. H. and N. Rabinovitz (Eds.) *Advances in seismic event location*. Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, 266 pp.

Quijano, J.L. y Torres, M. (1995). The Los Humeros geothermal reservoir, a case of very high temperature system, *Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence, Italy, May 18-31, Vol. 3, 1995*, pp. 1569-1573.

Ramos, E., Lermo Samaniego, J.F., Antayhua, Y., Jiménez, N., Machado, O., (2016). Relocalización de la sismicidad del campo geotérmico los Humeros, Puebla y la relación con la tectónica local y los pozos. Período 1997-2016. Cartel presentado en: Reunión Anual 2016, Unión Geofísica Mexicana, A.C., Puerto Vallarta, Jalisco, México.

REN21's., (2016), *Renewable Energy Policy Network for the 21st Century, Renewables 2015 Global Status Report*, Paris, Francia, pp. 22-53.

Rodríguez, H., Lermo, J., y Urban, E., (2012). Analysis of seismic anisotropy in Los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico. In *Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, SGP-TR-194*.

Saibi, Hakim, Finsterle, Stefan, Bertani, Ruggero, Nishijima, Jun., (2013). *Geothermal Energy*. 10.1007/978-1-4020-8939-8_120.

Santoyo-Gutiérrez, E., y Torres-Alvarado, I. S., (2010). Escenario futuro de explotación de la energía geotérmica: hacia un desarrollo sustentable. *Revista Digital Universitaria*, 11(10), 1-26.

Seismocontrol, S.A., (2005), “Estudio de resistividad con transitorio electromagnético en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla”. Comisión

Federal de Electricidad, gerencia de Proyectos Termoeléctricos-departamento. Informe GF-HU-08-05.

Sheared, P., (2009), Introduction to seismology, New York, Cambridge University Press.

Stein, S. y Wysession M., (2003) An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Blackwel Publishing.

Trillium Compact Userg Guide, (2009), Nanometrics.

Urban, E., Lermo, J. F. (2013). Local seismicity in the exploitation of los Humeros geothermal field, México, 1-11.

Verma, S., y López, M., (1982). Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla México, Bull. Volcanol., v. 45(1), pp. 63-69.

Waldhauser, F. y Ellsworth, W. L. (2000). A Double-Difference Earthquake Location Algorithm :Method and Application to the Northern Hayward Fault , California, (December), 1353–1368.

Yáñez, G. C. and S. G. Durán, (1982). Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Re-port CFE, 90 p.

Zúñiga, F.R., Pacheco, J. F., Guzmán-Speziale, M., Aguirre-Díaz, G. j., Espíndola, V. H., y Nava, E. (2013). The Sanfandila earthquake sequence of 1988, Querétaro, México: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt, Tectonophysics, 361, 229-238.

Apéndice A

Códigos

A.1. Niveles de ruido Obspy

```
from obspy import read
from obspy.imaging.cm import pqlx
from obspy.signal import PPSD
st = read("DB14.258_280.sac") print(st)
tr = st[0]
print(tr.stats)
tr = st.select(channel="p0")[0]
paz = gain:, poles:[], sensitivity: , zeros:
ppsd = PPSD(tr.stats, paz)
print(ppsd.id)
print(ppsd.times_processed)
ppsd.add(st)
print(ppsd.times_data) ppsd.plot() ppsd.plot("ppsd.DB14.258_280.pdf")
```

A.2. Código preparación datos para procesamiento estaciones BB y SP en SEISAN

```
*****
*****
*****Autor: Luis Alberto Oregel Morales
*****Maestría en Geociencias y planificación del territorio
*****UQSNH
*****21 de Febrero del 2018
*****
*****
*Este archivo nos permite preparar los datos para trabajarse en SEISAN
*Es importante resaltar que para que SEISAN reconozca los canales estos deben tener nombre con 3 caracteres; en caso contrario no reconoce el canal.
*Para los equipos de Banda Ancha las siglas son BH* donde B = broad band; H = ganancia High; * aqui se indicara el canal (Z, N, E)
*Para los equipos de periodo corto SP las siglas serán LH*, donde L = low, H = ganancia High; * aqui se indica el canal (Z, N, E).
*****
***** Vamos a leer los datos por canal y componente *****
*****Banda Ancha*****
r *BHZ*
chhdr KCHPNH BHZ
w over
r *BHN*
chhdr KCHPNH BHN
w over
r *BHE*
chhdr KCHPNH BHE
w over
***** Período Corto*****
*Estos equipos tienen por nombre en canal HH*; vamos a reemplazar esto por LH* para que
*SEISAN los pueda reconocer de manera individual al hacer el picado de las fases.
*Leemos los componentes y cambiamos los nombres por canal
r *HHZ*
chhdr KCHPNH LHZ
w over
r *HNN*
chhdr KCHPNH LHN
w over
r *HHE*
chhdr KCHPNH LHE
w over
```


A.3. Código para cortar eventos en SAC

```
*****Autor: Luis Alberto Oregel Morales
*****Maestria en Geociencias y planificación del territorio
*****UMSNH
*****21 de Febrero del 2018
*****
*****
*Este archivo nos permite preparar los datos para trabajarse en SEISAN
*Es importante resaltar que para que SEISAN reconozca los canales estos deben tener nombre con 3 caracteres; en caso contrario no reconoce el canal.
*Para los equipos de Banda Ancha las siglas son BH* donde B = broad band; H = ganancia High; * aqui se indicara el canal (Z, N, E)
*Para los equipos de periodo corto SP las siglas serán LH*, donde L = low, H = ganancia High; * aqui se indica el canal (Z, N, E).
*****
***** Vamos a leer los datos por canal y componente *****
*****Banda Ancha*****
r *BHZ*
chhdr KCPNHN BHZ
w over
r *BHN*
chhdr KCPNHN BHN
w over
r *BHE*
chhdr KCPNHN BHE
w over
*****
***** Periodo Corto*****
*Estos equipos tienen por nombre en canal HH*; vamos a reemplazar esto por LH* para que
*SEISAN los pueda reconocer de manera individual al hacer el picado de las fases.
*Leemos los componentes y cambiamos los nombres por canal
r *LHZ*
chhdr KCPNHN LHZ
w over
r *LHN*
chhdr KCPNHN LHN
w over
r *LHE*
chhdr KCPNHN LHE
w over
*****
*****
```